

Programa para Exame de Capitão-  
Amador

Apostila II

- Meteorologia & Oceanografia

<b>Programa</b>	<b>Tópicos do Programa para Exame:</b>
Navegação Astronômica	<p>a) noções básicas de astronomia aplicada à navegação</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- Medida de tempo - Hora média local (HML), Hora média de Greenwich (HMG), Hora legal, Fusos horários; e</li> <li>- Uso do Almanaque Náutico Brasileiro.</li> </ul> <p>b) Cálculo da hora legal da passagem meridiana superior do sol pelo processo aproximado.</p> <p>c) Posição pela passagem meridiana do sol.</p>
Navegação Eletrônica	<p>a) Uso dos sistemas de navegação por satélite (GPS e DGPS)</p> <p>b) Navegação radar</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- Poder discriminador em marcação;</li> <li>- Poder discriminador em distância;</li> <li>- Técnicas de navegação Radar; Aterragens – Navegação Costeira - Navegação em águas restritas;</li> <li>- Auxílio à Navegação Radar (RACON/RTE);</li> <li>- O radar como importante recurso para evitar colisão no mar; e</li> <li>- Navegação Paralela Indexada pelo Radar.</li> </ul> <p>c) Navegação por Satélite:</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- Sistemas Globais de Navegação por Satélite (GNSS e DGNSS).</li> </ul> <p>d) Acompanhamento Automático de Embarcações:</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- Auxílio de Plotagem Automática Radar (ARPA); e</li> <li>- Sistema Automático de Identificação (AIS).</li> </ul> <p>e) Navegação batimétrica</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- O uso do ecobatímetro na navegação.</li> </ul> <p>f) Navegação Integrada:</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- Sistemas Eletrônicos de Cartas Náuticas (ECS); e</li> <li>- Serviços de Tráfego de Embarcações (VTS).</li> </ul>
Estabilidade	<p>a) Noções básicas sobre fluviabilidade, estabilidade e reserva de fluviabilidade</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- Pontos notáveis de estabilidade (centro de gravidade, centro de carena e metacentro);</li> <li>- Altura metacêntrica; e</li> <li>- Condições de equilíbrio de uma embarcação.</li> </ul> <p>b) Alterações da fluviabilidade e da estabilidade</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- Causas da banda permanente e formas de correção;</li> <li>- Efeito de superfície livre (causas, precauções e correções);</li> <li>- Variação das condições de estabilidade durante uma viagem (mau tempo, embarque de água do mar, consumo, água aberta e avarias); e</li> <li>- Variação da estabilidade de uma embarcação, em função da alteração do projeto inicial de construção.</li> </ul>
Meteorologia e Oceanografia	<p>a) Elementos meteorológicos:</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- Pressão atmosférica;</li> <li>- Umidade relativa do ar;</li> <li>- Nebulosidade e nevoeiro;</li> <li>- Circulação do ar; e</li> <li>- Frentes frias, quentes, oclusas e estacionárias.</li> </ul> <p>b) Interpretação de boletins, cartas sinóticas e imagens de satélites meteorológicos</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- Análise do estado do tempo relacionado aos centros de alta e baixa pressão atmosférica e frentes constantes dos boletins meteorológicos;</li> <li>- Interpretação dos avisos de mau tempo;</li> <li>- Interpretação da configuração isobárica das cartas sinóticas;</li> <li>- Interpretação dos elementos meteorológicos apresentados na carta sinótica de pressão à superfície (direção e intensidade do vento, cobertura do céu, tempo presente, linhas de instabilidade e evolução das frentes); e</li> <li>- Identificação dos elementos meteorológicos apresentados nas imagens de satélites meteorológicos.</li> </ul> <p>c) Interação Oceano-Atmosfera</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- Ondas e marulhos;</li> <li>- Características das correntes costeiras e oceânicas;</li> <li>- Principais correntes oceânicas; e</li> <li>- Estado do mar (Escala Beaufort).</li> </ul> <p>d) Cartas Piloto e Marés</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- Identificação da representação gráfica dos elementos meteorológicos e oceanográficos apresentados nas cartas piloto;</li> <li>- Identificação dos parâmetros das marés de sizígia e quadratura; e</li> <li>- Interpretação das cartas de correntes de marés.</li> </ul>
Comunicações	<p>a) Comunicações na Navegação Oceânica</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- Equipamentos, procedimentos, frequências de socorro, chamada e trânsito;</li> <li>- Estações de terra; e</li> <li>- Uso e funcionamento do EPIRB e do SART.</li> </ul>
Sobrevivência no Mar	<p>1) Técnicas e Procedimentos de Sobrevivência em mar aberto; e</p> <p>2) Navegação em balsas salva-vidas</p>

# 10

# MARÉS E CORRENTES DE MARÉ; CORRENTES OCEÂNICAS

## 10.1 O FENÔMENO DA MARÉ E SUA IMPORTÂNCIA PARA A NAVEGAÇÃO

A superfície dos mares não permanece estacionária. Devido, principalmente, às atrações da Lua e do Sol, a massa líquida se movimenta no sentido vertical, dando origem às **marés** e, também, horizontalmente, provocando as **correntes de maré**. Ademais, o aquecimento desigual dos diferentes pontos da Terra pelo Sol e os grandes sistemas de vento resultantes dão origem às **correntes oceânicas**, que serão adiante estudadas, neste mesmo Capítulo.

Quando o navio se encontra em locais profundos, o conhecimento preciso da altura da água em relação ao fundo do mar não tem maior significado. Entretanto, em águas rasas, é este conhecimento que permitirá definir em que ocasiões e quais as áreas, portos ou canais onde um navio pode navegar com segurança.

As correntes de maré também deverão ser levadas em conta na navegação em águas restritas, quando não se pode permitir que o navio se afaste da derrota prevista. O conhecimento antecipado da direção e velocidade desta corrente facilitará o planejamento, não só da derrota, como também da atracação/desatracação e dos horários mais convenientes às manobras.

## 10.2 CONCEITOS BÁSICOS DE MARÉS

**Maré** é a oscilação vertical da superfície do mar ou outra grande massa d'água sobre a Terra, causada primariamente pelas diferenças na atração gravitacional da Lua e, em menor extensão, do Sol sobre os diversos pontos da Terra.

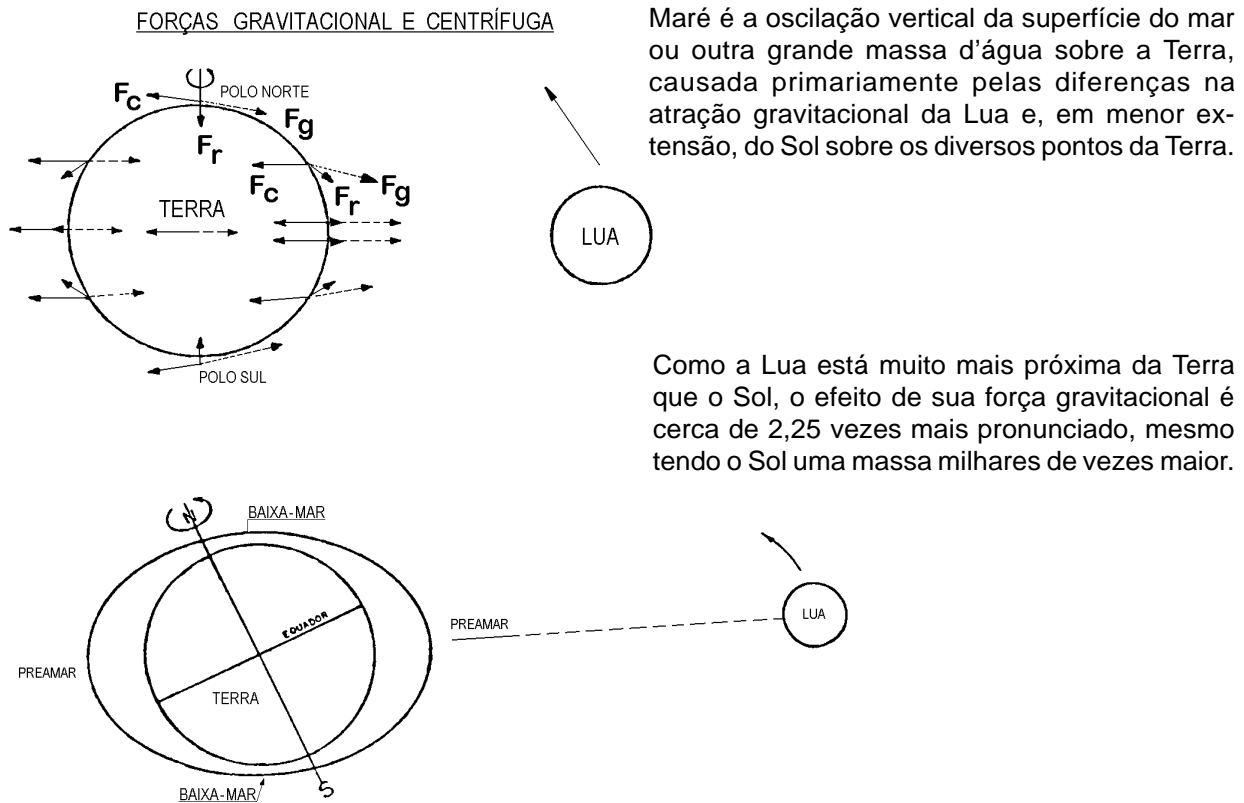
A oscilação da maré é consequência, basicamente, da Lei da Gravitação Universal de Newton, segundo a qual as matérias se atraem na razão direta de sua massas e na razão inversa do quadrado da distância que as separa. A **Lua**, devido à sua proximidade, é o

corpo celeste que mais influencia a maré, seguindo-se o **Sol**, por força de sua enorme massa. A influência dos demais planetas e estrelas é bem menos significativa.

Os movimentos relativos Sol–Terra–Lua fazem com que as **marés** sejam **movimentos harmônicos compostos** que podem, conseqüentemente, ser decompostos em vários **movimentos harmônicos simples**, expressos por equações matemáticas.

A Terra e, especialmente, seus oceanos, são afetados pela atração gravitacional do sistema Terra–Lua e pelas forças centrífugas resultantes de sua revolução em torno de um centro comum (**baricentro** ou centro de massa do sistema Terra–Lua), constituído por um ponto localizado no interior da Terra, aproximadamente 810 milhas (cerca de 1.500 km) abaixo de sua superfície. A força gravitacional ( $F_g$ ) e a força centrífuga ( $F_c$ ) estão em equilíbrio e, como resultado, a Terra e a Lua nem colidem, nem se afastam uma da outra no espaço (Figura 10.1).

**Figura 10.1 - Forças geradoras da maré**



Entretanto, embora o sistema Terra–Lua como um todo esteja em equilíbrio, partículas individuais na Terra não estão. A força centrífuga é a mesma em qualquer lugar, pois todos os pontos na superfície da Terra descrevem o mesmo movimento em torno do centro de massa comum. Estas forças são todas paralelas entre si e paralelas a uma linha unindo o centro da Terra ao centro da Lua. Por outro lado, a força gravitacional não é a mesma em todos os lugares; as partículas mais próximas da Lua sofrem uma força gravitacional maior que aquelas localizadas no lado mais afastado da Terra. Ademais, estas forças não são paralelas, tendo cada uma a direção da linha que une a partícula correspondente ao centro da Lua.

Assim, as **resultantes** dessas forças ( $F_r$ ), mostradas com ênfase exagerada na Figura, levarão a água da superfície a fluir em direção aos pontos da superfície da Terra mais próximo e mais afastado da Lua (ponto sub-lunar e sua antípoda, respectivamente). Este fluxo causa níveis de água mais altos que o normal nesses pontos e níveis mais baixos que

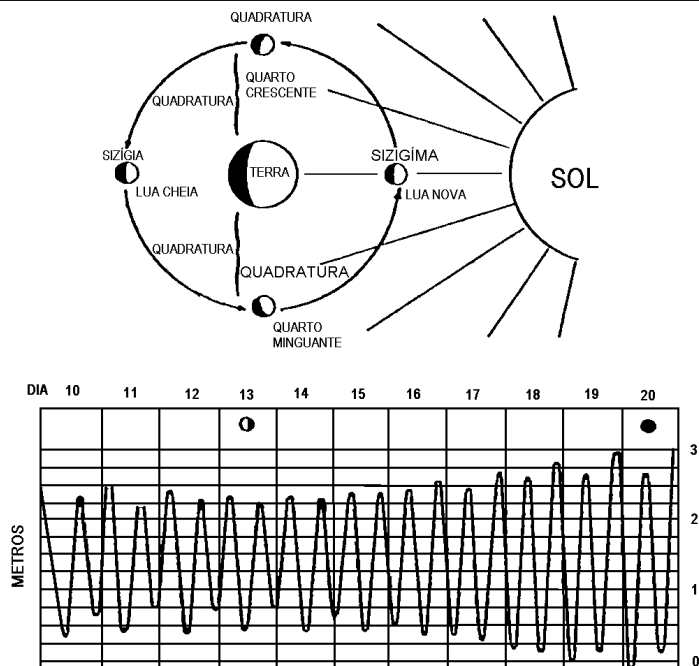
o normal nas áreas de onde o fluxo provém. Embora no ponto mais próximo e mais distante da lua haja indicação de uma força resultante ( $F_r$ ) para fora, esta é muito fraca, não tendo intensidade suficiente para causar uma maré apreciável. A maré resulta, realmente, das forças quase horizontais que causam o fluxo acima descrito, na direção dos pontos da superfície da Terra mais próximo e mais afastado da Lua. Esta explicação, abreviada e simplificada, ajuda muito a entender o fenômeno das marés.

Como a Terra gira cada dia em torno de seu eixo, de Oeste para Leste, completando uma rotação a cada 24 horas, o ponto da superfície da Terra que fica na direção da Lua muda e, teoricamente, cada ponto na Terra apresentaria duas preamares (PM) e duas baixas-mares (BM) no período de 24 horas. Entretanto, como a Lua gira em torno da Terra no mesmo sentido em que a Terra gira em torno de seu eixo, o tempo que a Terra leva para efetuar um rotação completa com relação à Lua é de aproximadamente 24h 50m, período conhecido como um dia lunar. Ademais, como resultado da inclinação do eixo da Terra, as PREAMARES e as BAIXA-MARES sucessivas não são normalmente de níveis iguais.

## 10.3 MARÉS DE SIZÍGIA E MARÉS DE QUADRATURA

As marés de sizígia (ou de águas vivas) e as marés de quadratura (ou de águas mortas) podem ser visualizadas na Figura 10.2.

**Figura 10.2 - Marés de Sizígia e Marés de Quadratura**



As forças de atração da Lua e do Sol se somam duas vezes em cada lunação (intervalo de tempo entre duas conjunções ou oposições da Lua, cujo valor, em dias médios, é 29,530588 dias), por ocasião da Lua Nova e da Lua Cheia, produzindo marés de sizígia, com preamares (PM) muito altas e baixas-mares (BM) muito baixas.

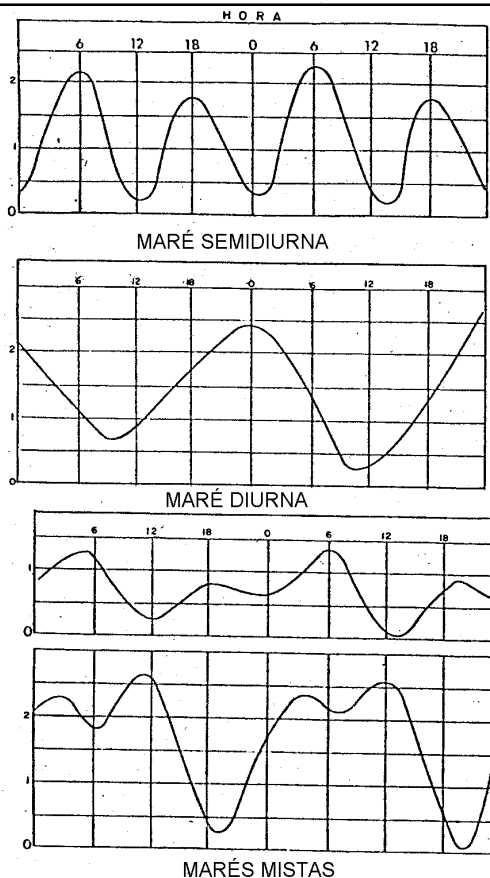
As forças de atração do Sol e da Lua se opõem duas vezes em cada lunação, por ocasião do quarto crescente e quarto minguante da Lua, produzindo marés de quadratura, com preamares mais baixas e baixas-mares mais altas.

## 10.4 TIPOS DE MARÉS

Devido ao fato de 1 dia lunar ter aproximadamente 24h 50m, em oposição ao dia solar de 24 horas, as marés não ocorrem todos os dias à mesma hora num mesmo local.

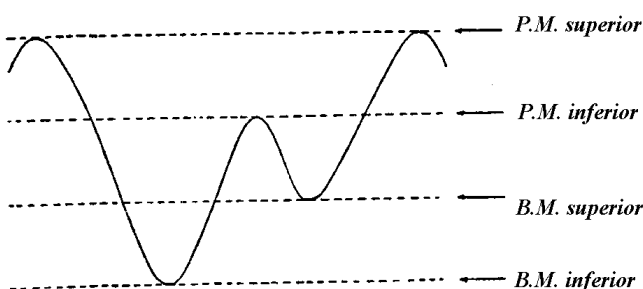
Conforme anteriormente citado, o padrão normal de marés é a ocorrência de 2 PM e 2 BM no período de 1 dia lunar (24h 50m). Este tipo de maré é chamado de **semidiurna**. A maré semidiurna, então, apresenta duas **PM** e duas **BM** no período de 1 dia lunar, sendo o intervalo de tempo entre uma **PM** e a **BM** consecutiva de pouco mais de 6 horas. Normalmente, há apenas variações relativamente pequenas nas alturas de duas **PM** ou de duas **BM** sucessivas. No Brasil, as **marés semidiurnas** são observadas de VITÓRIA, E.S., para o Norte.

**Figura 10.3 - Tipos de Marés**



**PM** ou duas **BM** consecutivas. Há, normalmente, 2 PM e 2 BM a cada dia, mas ocasionalmente a maré pode tornar-se diurna.

**Figura 10.3 (a) - Maré de Desigualdades Diurnas**



O padrão semidiurno, entretanto, vai variar em diversos locais da Terra, em virtude dos efeitos de massas terrestres, latitude do lugar, águas restritas, fricção (atrito), viscosidade do meio líquido e do efeito de Coriolis (uma força aparente que atua sobre qualquer corpo em movimento na superfície terrestre, causada pela rotação da Terra), produzindo **marés diurnas** e **marés mistas**.

As **marés diurnas** constituem um padrão no qual ocorrem apenas uma **PM** e uma **BM** a cada dia lunar. Geralmente os níveis de duas **PM** ou **BM** sucessivas não variam muito. Áreas de ocorrência: costa norte do Golfo do México, Mar de Java, Golfo de Tonkin.

As **marés mistas** constituem um tipo de maré no qual as oscilações diurnas e semidiurnas são ambas fatores importantes, sendo a maré caracterizada por grandes diferenças de altura entre duas

Ademais, em outros locais a maré apresenta sempre duas PM e duas BM diariamente, mas com desigualdades análogas às da Figura 10.3 (a). Este tipo de maré é classificado como **maré semidiurna com desigualdades diurnas**, ou **maré de desigualdades diurnas**, ocorrendo na **Costa Sul** do Brasil.

Os tipos de marés podem ser visualizados nas Figuras 10.3 e 10.3 (a)

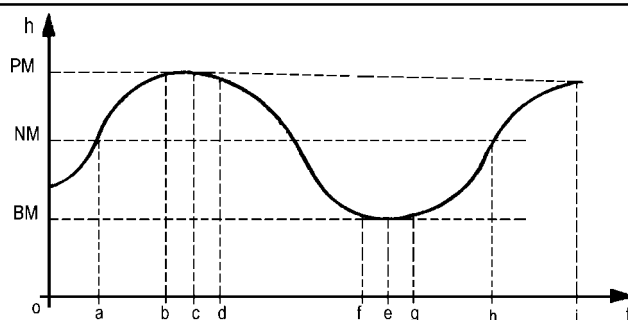
## 10.5 ELEMENTOS DAS MARÉS

Se, em um dado local, for observada a oscilação rítmica do nível das águas, durante um certo tempo, verifica-se que:

- O nível sobe durante algum tempo, período denominado de “enchente”;
- Atinge um nível máximo denominado “preamar”;
- Fica um certo tempo estacionado, período denominado de “estofo de enchente”;
- Baixa durante um certo tempo, período da “vazante”;
- Alcança o nível mínimo, chamado “baixa-mar”;
- Fica estacionado algum tempo, novamente chamado de estofo, só que agora denominado “estofo de vazante”; e
- Recomeça a subir, iniciando a repetição do movimento de “enchente”.

Este movimento rítmico é uma função periódica do tempo e pode ser representado segundo dois eixos ortogonais, onde o eixo vertical indicará a altura da maré ( $h$ ) e o eixo horizontal o instante em que ocorre aquela altura ( $t$ ), como mostrado na Figura 10.4.

**Figura 10.4 -Elementos das Marés**



Observando a Figura e a descrição do movimento rítmico acima apresentada, pode-se definir:

**PREAMAR (PM):** Maior altura que alcançam as águas em uma oscilação; igual a  $h_{PM}$  e acontece nos instantes  $t_c$  e  $t_i$ .

**BAIXA-MAR (BM):** Menor altura que alcançam as águas em uma oscilação; igual a  $h_{BM}$  e ocorre no instante  $t_e$ .

**AMPLITUDE DA MARÉ:** Distância vertical entre uma PM e uma BM consecutivas, igual a  $h_{PM} - h_{BM}$ .

**NÍVEL MÉDIO (NM):** Valor médio em torno do qual a maré oscila. Para uma determinada oscilação é  $h_{NM} = (h_{PM} + h_{BM})/2$ ; para um período longo, equivale ao nível em que permaneceria o mar se não existissem as marés.

**ENCHENTE:** Intervalo de tempo durante o qual o nível do mar se eleva; duração da enchente =  $t_i - t_e$ .

**VAZANTE:** Intervalo de tempo durante o qual o nível do mar baixa; duração da vazante =  $t_e - t_c$ .

**ESTOFO DA MARÉ:** Período durante o qual o nível do mar fica praticamente estacionado; pode ser estofado de enchente ( $t_d - t_c$ ) ou de vazante ( $t_g - t_p$ ).

**NÍVEL DE REDUÇÃO (NR):** Nível a que são referidas as alturas das águas e as sondagens representadas nas Cartas Náuticas; é o zero do eixo vertical da Figura 10.4. Como o NR (nível de redução) adotado pela DHN é normalmente o nível médio das baixa-mares de sizígia (MLWS), geralmente se encontram maiores profundidades que as sondagens lançadas na carta; entretanto, por ocasião das BM de sizígia, podem ser encontradas profundidades menores que as constantes da carta.

**CICLO DA MARÉ:** Período de tempo entre uma PM e a BM que se lhe segue.

**ALTURA DA MARÉ:** Distância vertical entre o nível do mar em um determinado instante e o nível de redução (plano de referência que constitui a origem de contagem das profundidades e das alturas da maré).

## 10.6 OUTROS CONCEITOS RELACIONADOS COM MARÉS

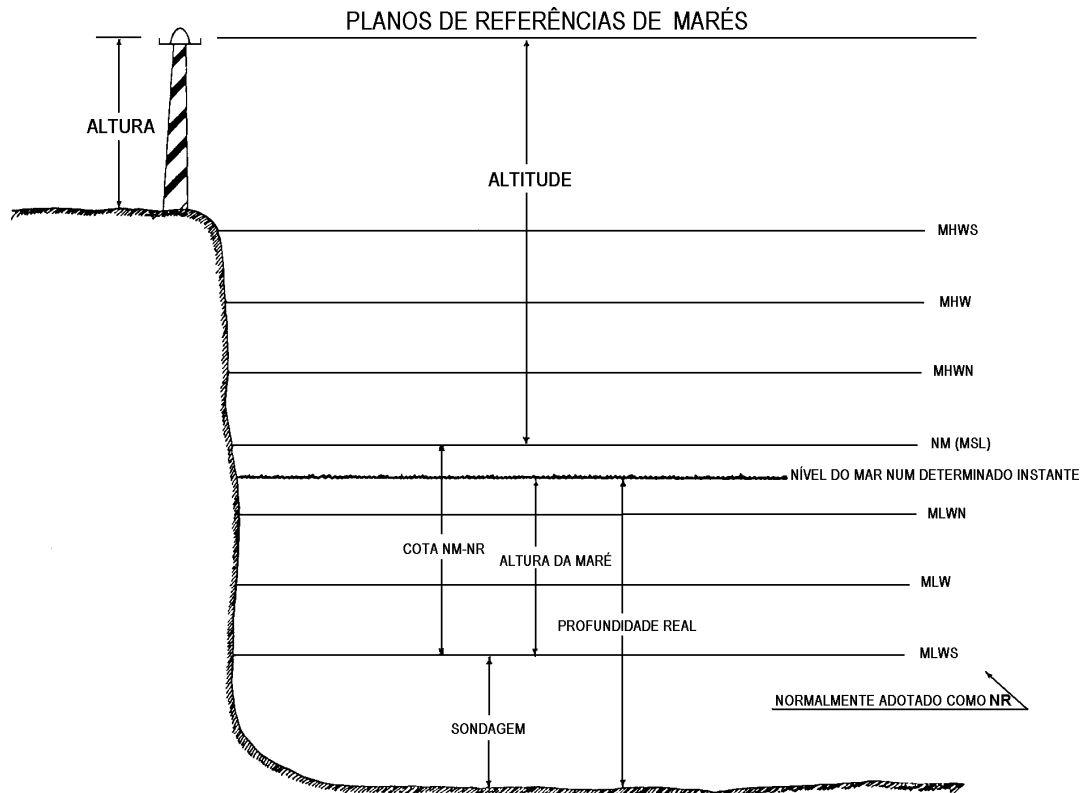
**IDADE DA LUA:** Intervalo de tempo decorrido entre a última Lua Nova e a lua na data considerada; é, normalmente, expressa em dias, indo de zero a 29 (duração de uma **lunação**) e, quando necessário, aproximada a décimos. Assim, **marés de águas vivas** (sizíguas) ocorrem quando a **Idade da Lua** for zero (**Lua Nova**), 14 (**Lua Cheia**) e 28 ou 29 (**Lua Nova**). Da mesma forma, **marés de águas mortas** (quadraturas) ocorrem quando a **Idade da Lua** for 7 e 21, com a Lua em **quarto crescente** (idade: 7) ou em **quarto minguante** (idade: 21).

**Estabelecimento Vulgar do Porto ou Estabelecimento do Porto** (HWF&C: "HIGH WATER FULL AND CHANGE") – média dos intervalos de tempo decorridos entre a passagem da Lua Cheia (ou Nova) pelo meridiano superior do lugar e a ocorrência da preamar em dias de sizígio. De fato, a rotação diária da Terra em torno de seu eixo tem um efeito de fricção (atrito) sobre as marés. Este efeito, aliado à inércia da massa líquida, faz com que as preamares normalmente ocorram um determinado período de tempo após a passagem da Lua pelo meridiano superior do local. O **Estabelecimento Vulgar do Porto** (H.W.F & C) é uma característica do local a que se refere, sendo função de uma série de fatores, tais como topografia, latitude e presença de correntes fluviais ou marítimas interferindo com a maré.

## 10.7 PLANOS DE REFERÊNCIAS DE MARÉS

**Nível de Redução (NR):** nível a que são referidas as alturas das marés e as sondagens (profundidades representadas nas cartas náuticas). O Nível de Redução normalmente corresponde ao nível médio das baixa-mares de sizígia (MLWS) nas cartas náuticas brasileiras. É um nível abaixo do qual o mar não desce senão raramente.

**Nível Médio do Mar (NM):** altura média da superfície do mar em todos os estágios de oscilação da maré, observados em um longo período de tempo (maior que 18.6 anos) e considerado como equivalente ao nível que existiria na ausência das forças geradoras das marés. O Nível Médio é normalmente adotado como plano de referência para a medida das altitudes.

**Figura 10.5 - Planos de Referências de Marés**

**Nível Médio das Marés** (MTL ou “MEAN TIDE LEVEL”): valor médio de um certo número de PM e BM. Normalmente, não tem qualquer significado para a navegação.

**MHWS** (“MEAN HIGH WATER SPRINGS”): média das PM de sizígia ou altura da PM média de sizígia. Altura média, deduzida de uma longa série de observações, das alturas das PM de sizígia.

**MHWN** (“MEAN HIGH WATER NEAPS”) – média das PM de quadratura ou altura da PM média de quadratura. Altura média, deduzida de uma longa série de observações, das alturas das PM de quadratura.

**MHW** (“MEAN HIGH WATER”) – Média das PM ou altura da PM média, isto é, altura média, deduzida de uma longa série de observações, das alturas de todas as PM.

**Altura da maré** – Cota vertical NR – nível do mar, em um determinado instante.

**MLWN** (“MEAN LOW WATER NEAPS”) – média das BM de quadratura ou altura da BM média de quadratura, isto é, altura média, deduzida de uma longa série de observações, das alturas das BM de quadratura.

**MLW** (“MEAN LOW WATER”) – média das baixa-mares ou altura da BM média, isto é, altura média, deduzida de uma longa série de observações, das alturas de todas as BM.

**MLWS** (“MEAN LOW WATER SPRINGS”) – média das BM de sizígia ou altura da BM média de sizígia, isto é, altura média, deduzida de uma longa série de observações, das alturas das BM de sizígia. É o nível adotado pela DHN como Nível de Redução (NR) nas Cartas Náuticas brasileiras.

**Sondagem ou profundidade cartografada** – distância vertical do NR ao fundo do mar, em um determinado local.

**Profundidade real** em um determinado instante (ou profundidade do local no instante considerado): soma da sondagem com a altura da maré no instante considerado.

**Altitude** – Distância vertical entre o ponto considerado e o Nível Médio do mar.

**Altura** de um objeto: distância vertical entre o seu tope e a sua base (ou o terreno que a circunda).

Normalmente, a altura de qualquer PM estará entre a **MHWS** e a **MHWN**, sendo aproximadamente igual à **MHWS** quando a Idade da Lua for **zero** ou **14** e igual à **MHWN** quando a Idade da Lua for **7** ou **21**.

Como o **NR** adotado pela DHN para as Cartas Náuticas brasileiras é normalmente o **MLWS**, em geral se encontram maiores profundidades que as representadas na carta. Entretanto, eventualmente, por ocasião das BM de sizígia, poder-se-ão encontrar profundidades menores que as constantes da carta.

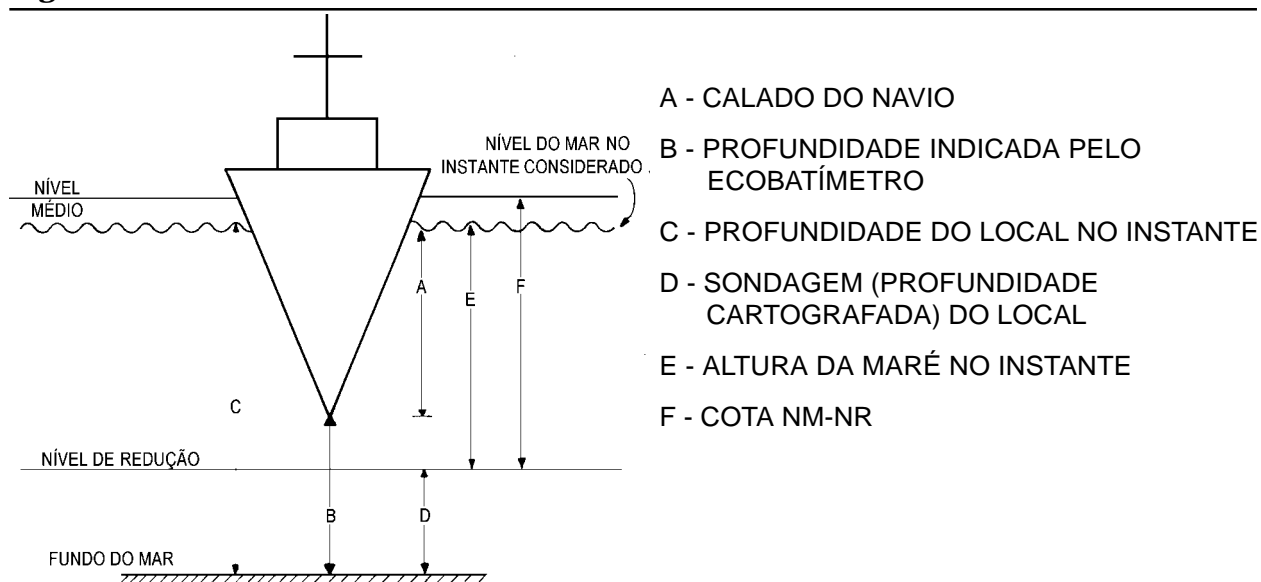
## 10.8 PREVISÃO DAS MARÉS

Conforme já comentado, para o navegante o conhecimento da maré e das correntes de maré é importante porque lhe permitirá decidir sobre:

- possibilidade de passar em locais de pouco fundo;
- datas, horários e velocidades convenientes para navegar nestes locais;
- rumos na superfície para obter os rumos no fundo desejados;
- escolha do bordo de atracação, tipo de amarração e folgas adequadas das espias; e
- necessidade de parar motores e máquinas refrigeradas à água salgada, em determinados períodos, para evitar que as tomadas d'água, por ficarem no fundo do casco, aspirem lama ou areia.

Para decidir quanto aos aspectos da possibilidade de passar em certo local, datas e horários mais convenientes, é preciso que se observe que (Figura 10.6):

**Figura 10.6 -**



Em qualquer instante, a profundidade (C) é igual a sondagem (D) mais a altura da maré (E):

$$C = D + E$$

Nos ecobatímetros, é normalmente medida a distância vertical (B) entre a quilha do navio e o fundo do mar que, somada ao calado (A) dará a profundidade (C):

$$C = B + A$$

Para decidir quanto à velocidade, é preciso ter em mente que, na maioria dos navios e dentro dos seus atuais limites de velocidade, quando a velocidade aumenta a sua popa afunda e, conseqüentemente, para não tocar no fundo haverá necessidade de maior profundidade (maior lazeira de água abaixo da quilha).

Não se pode, também, esquecer que o navio caturra e que a sua arfagem pode exigir aumentos na profundidade mínima que o navio necessitaria para passar, sem bater no fundo, em determinado local. Especial atenção deve ser dada a este fator de segurança quando se tratar de navios de boca estreita e compridos, que “enterram” bastante suas proas se sujeitos a ondas, principalmente com mar de través para vante.

A escolha de rumos na superfície, bem como o bordo de atracação e tipo de amarração, está ligada às correntes de maré.

A folga das espias é função principalmente da amplitude da maré, mas alguns outros aspectos estão também envolvidos, como: intensidade da corrente; direção e força dos ventos; situação de carga (navio leve ou carregado), onde se incluem os recebimentos ou transferências de água e óleo; existência e utilização de amarreta e tipo do cais (se flutuante ou fixo).

Os elementos necessários à tomada destas decisões são conseguidos em várias fontes. As principais são:

- a. Tábuas das Marés;
- b. Quadros de Informações sobre a Maré representados nas Cartas Náuticas;
- c. Cartas de correntes de maré;
- d. Informações sobre correntes de maré constantes de determinadas Cartas Náuticas;
- e. Roteiro; e
- f. Almanaque Náutico.

A seguir serão mostradas as maneiras de obter, a partir de tais fontes, os elementos de marés e correntes de maré necessários ao navegante.

## 10.9 UTILIZAÇÃO DAS TÁBUAS DAS MARÉS

### 10.9.1 CONTEÚDO DAS TÁBUAS

As “Tábuas das Marés” constituem uma publicação editada anualmente pela DHN, contendo (Edição de 1993) a previsão para os **47 principais portos, terminais, barras, ilhas oceânicas e fundeadouros brasileiros**, relacionados do **Norte para o Sul**, e **oito portos estrangeiros da América Latina**.



Na **primeira linha**: O nome do porto, terminal, barra, ilha oceânica ou fundeadouro, o respectivo **Estado da Federação** e o **ano** a que se referem as previsões.

Na **segunda linha**: As **coordenadas geográficas** do local da **estação maregráfica** e o **fuso horário adotado**.

Na **terceira linha**: A sigla da instituição responsável pelas observações, o número de componentes utilizados na previsão, a cota do Nível Médio sobre o Nível de Redução e o número da Carta Náutica do porto, terminal, barra ou fundeadouro.

A seguir encontram-se 4 colunas, cada uma referente a um mês, e, no seu interior, os elementos da maré dia-a-dia.

Para **cada dia** são informadas as **horas** e as **alturas** das **preamares (PM)** e **baixamares (BM)** previstas.

As horas, do **fuso horário P(+3 horas)**, são representadas com **4** algarismos, sendo que os dois primeiros indicam as **horas** e os dois seguintes os **minutos**.

As **alturas** das **PM** e **BM** são dadas em **2** algarismos, representando **metros e décimetros**. As alturas indicadas são cotas verticais acima do **Nível de Redução**. Eventualmente, quando o número for **negativo**, a maré estará abaixo do **Nível de Redução**.

## 10.9.2 EXEMPLO DE PREVISÃO DE MARÉS

a. Obter a previsão de maré para **Salinópolis**, no dia 08/março/1993.

**Resposta** (ver Figura 10.7):

08/mar/93	BM	0143	0.1m
2ª feira	PM	0732	5.6m
(Lua Cheia)	BM	1358	0.0m
	PM	1949	5.6m

b. Obter a previsão de maré para **Salinópolis** no dia 15/março/93.

**Resposta**:

15/mar/93	PM	0004	4.0m
2ª feira	BM	0623	1.6m
(quarto minguante)	PM	1230	4.1m
	BM	1902	1.5m

A análise dos dois exemplos acima permite:

- identificar a maré de Salinópolis como **semidiurna**, caracterizada por uma curva aproximadamente senoidal, com duas **PREAMARES (PM)** e duas **BAIXA-MARES (BM)** por dia (cada evento de maré separado por cerca de 6 horas um do outro) e apresentando variações pequenas nas alturas das duas PM e das duas BM sucessivas.
- verificar a diferença entre **MARÉ DE SIZÍGIA** e **MARÉ DE QUADRATURA**. De fato, no dia 08/mar/93 (LUA CHEIA) observa-se uma **MARÉ DE SIZÍGIA**, com **PREAMARES (PM)** bastante altas e **BAIXA-MARES (BM)** muito baixas. A **AMPLITUDE DA MARÉ** no primeiro ciclo é de 5,5 metros e, no segundo, 5,6 metros. Por outro lado, no dia 15/mar/93 (QUARTO MINGUANTE) tem-se **MARÉ DE QUADRATURA**, com PM mais baixas e BM mais altas. Nessa data, a **AMPLITUDE DA MARÉ** é bem menor, sendo, no primeiro ciclo, de 2,4 metros e, no segundo, de 2,6 metros.

### 10.9.3 DETERMINAÇÃO DA ALTURA DA MARÉ EM UM INSTANTE QUALQUER

O cálculo da altura da maré, para qualquer dos portos listados, em horário diferente do previsto para a preamar ou baixa-mar, irá exigir a utilização das **Tabelas I e II** “altura da maré em um instante qualquer”, reproduzidas na Figura 10.8.

A **Tabela I** tem como elementos de entrada a duração da maré (enchente ou vazante) e o intervalo de tempo entre o instante considerado e a preamar ou baixa-mar mais próxima. A sua saída, denominada **centésimo**, é um dos elementos de entrada para a **Tabela II**, onde o segundo elemento de entrada será a **amplitude** da maré em questão. A saída da **Tabela II** é a **correção** a ser aplicada à altura da baixa-mar ou preamar considerada, que permitirá conhecer a altura da maré no instante desejado.

Embora as **Tábuas das Marés** sejam anuais, as **Tabelas I e II** são permanentes e podem ser utilizadas em qualquer dia de qualquer ano.

As **Tabelas I e II** foram confeccionadas para permitir a interpolação em curvas da maré que sejam **sinusoidais**. Assim, sua utilização exige cuidados:

- Nos portos onde a curva da maré não é sinusoidal obtém-se resultado apenas aproximado. Os navegantes, portanto, deverão tomar certa precaução, dando margem de segurança igual a 10% da amplitude.
- Na costa do Brasil, as Tabelas dó devem ser usadas nos portos de Vitória (ES) para o Norte, onde a maré é predominantemente semidiurna.

#### EXEMPLOS:

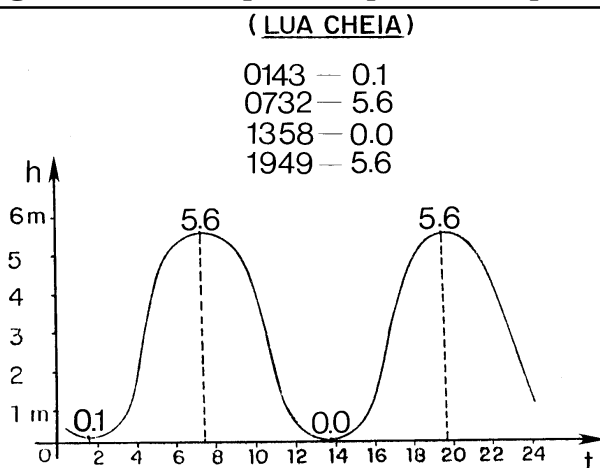
a. Qual altura da maré prevista no fundeadouro de Salinópolis, no dia 08/3/93, às 1000P?

#### SOLUÇÃO:

Maré prevista em Salinópolis, dia 08/3/93 (Figura 10.7):

BM	0143	0.1m
PM	0732	5.6m
BM	1358	0.0m
PM	1949	5.6m

Figura 10-9 - Maré prevista para Salinópolis



A curva da maré em Salinópolis no dia 08/3/93 pode ser visualizada na Figura 10.9, onde se comprova que a curva é **sinusoidal**.

Às 10:00 horas, a **maré** em **Salinópolis** estará **vazando**.

Figura 10-8 - Altura da maré em um instante qualquer (Tabelas de Correção)

Tabela I - Fração da amplitude expressa em centésimos, correspondente ao intervalo de tempo entre o instante considerado e a preamar ou baixa-mar mais próxima.													Tabela II - Correção à altura da preamar ou baixa-mar mais próxima, em função da fração de amplitude calculada com auxílio da Tabela I.													
Intervalo de tempo	Duração da enchente ou da vazante												Centésimo de amplitude	Amplitude												
	h min 4 00	h min 4 20	h min 4 40	h min 5 00	h min 5 20	h min 5 40	h min 6 00	h min 6 20	h min 6 40	h min 7 00	h min 7 20	h min 7 40		h min 8 00	1m	2m	3m	4m	5m	6m	7m	8m	9m	10m	11m	12m
h. m. 000	c. 0	c. 0	c. 0	c. 0	c. 0	c. 0	c. 0	c. 0	c. 0	c. 0	c. 0	c. 0	c. 0	0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
10	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0
20	2	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	0	4	0,0	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
30	4	3	3	2	2	2	2	2	2	2	2	1	1	6	0,1	0,1	0,2	0,2	0,3	0,3	0,3	0,3	0,4	0,4	0,4	0,5
40	7	6	5	4	4	3	3	2	2	2	2	2	2	8	0,1	0,2	0,2	0,3	0,4	0,4	0,5	0,5	0,6	0,6	0,7	0,7
50	10	9	8	7	6	5	4	4	3	3	3	3	3	10	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,5	0,6	0,6	0,7	0,8	0,8	0,9
1 00	15	12	11	9	8	7	7	6	5	5	4	4	4	12	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,6	0,7	0,8	0,9	1,0	1,0
10	20	17	15	13	11	10	9	8	7	7	6	6	5	14	0,1	0,2	0,4	0,5	0,6	0,7	0,7	0,8	1,0	1,1	1,2	1,2
20	25	22	19	17	15	13	13	10	10	10	9	8	7	16	0,1	0,3	0,4	0,6	0,7	0,8	0,8	1,0	1,1	1,3	1,4	1,3
30	31	27	23	21	18	16	15	13	12	11	10	9	7	18	0,2	0,3	0,5	0,6	0,8	0,8	1,0	1,1	1,3	1,4	1,6	1,5
40	37	32	29	25	22	20	18	16	15	13	12	11	10	20	0,2	0,4	0,5	0,7	0,9	1,0	1,0	1,1	1,3	1,4	1,6	1,5
50	44	38	34	30	27	24	21	19	18	16	15	14	12	22	0,2	0,4	0,6	0,8	1,0	1,1	1,1	1,2	1,4	1,6	1,8	1,7
2 00	50	44	39	35	31	28	25	23	21	19	17	16	15	24	0,2	0,4	0,7	0,9	1,1	1,2	1,2	1,4	1,6	1,8	2,0	1,9
10	50	50	44	40	35	32	29	26	24	22	20	18	17	26	0,2	0,5	0,7	1,0	1,2	1,2	1,4	1,7	1,9	2,2	2,4	2,2
20	50	50	45	40	35	33	30	27	25	23	21	20	19	28	0,3	0,5	0,8	1,0	1,3	1,3	1,6	1,8	2,1	2,3	2,6	2,4
30	50	50	50	45	40	36	33	30	27	25	23	21	20	30	0,3	0,6	0,8	1,1	1,4	1,4	1,7	2,0	2,2	2,5	2,8	2,6
40	50	50	50	50	45	41	37	34	31	28	26	24	22	32	0,3	0,6	0,8	1,1	1,4	1,5	1,7	2,0	2,2	2,5	2,8	2,6
50	50	50	50	50	50	46	46	41	38	35	32	29	27	33	0,3	0,6	0,8	1,1	1,4	1,5	1,8	2,1	2,3	2,5	2,8	2,6
3 00															30	0,3	0,6	0,9	1,2	1,5	1,8	2,1	2,4	2,7	3,0	2,8
10															32	0,3	0,6	1,0	1,3	1,6	1,9	2,2	2,6	2,9	3,2	3,0
20															34	0,3	0,7	1,0	1,4	1,7	2,0	2,4	2,7	3,1	3,4	3,1
30															36	0,4	0,7	1,1	1,4	1,8	2,2	2,5	2,9	3,2	3,6	3,3
40															38	0,4	0,8	1,1	1,5	1,9	2,3	2,7	3,0	3,4	3,8	3,4
50															40	0,4	0,8	1,2	1,6	2,0	2,4	2,8	3,2	3,6	4,0	3,6
4 00															42	0,4	0,8	1,3	1,7	2,1	2,5	2,9	3,3	3,7	4,1	3,7
															44	0,4	0,9	1,3	1,8	2,2	2,6	3,1	3,5	4,0	4,4	4,0
															46	0,5	0,9	1,4	1,8	2,3	2,8	3,2	3,7	4,1	4,6	4,1
															48	0,5	1,0	1,4	1,9	2,4	2,9	3,4	3,8	4,3	4,8	4,3
															50	0,5	1,0	1,5	2,0	2,5	3,0	3,5	4,0	4,5	5,0	4,5
															50	0,5	1,0	1,5	2,0	2,5	3,0	3,5	4,0	4,5	5,0	4,5
															50	0,5	1,0	1,5	2,0	2,5	3,0	3,5	4,0	4,5	5,0	4,5
															50	0,5	1,0	1,5	2,0	2,5	3,0	3,5	4,0	4,5	5,0	4,5
															50	0,5	1,0	1,5	2,0	2,5	3,0	3,5	4,0	4,5	5,0	4,5
															50	0,5	1,0	1,5	2,0	2,5	3,0	3,5	4,0	4,5	5,0	4,5
															50	0,5	1,0	1,5	2,0	2,5	3,0	3,5	4,0	4,5	5,0	4,5
															50	0,5	1,0	1,5	2,0	2,5	3,0	3,5	4,0	4,5	5,0	4,5
															50	0,5	1,0	1,5	2,0	2,5	3,0	3,5	4,0	4,5	5,0	4,5
															50	0,5	1,0	1,5	2,0	2,5	3,0	3,5	4,0	4,5	5,0	4,5
															50	0,5	1,0	1,5	2,0	2,5	3,0	3,5	4,0	4,5	5,0	4,5

Para entrar na **Tabela I**:

**Duração da vazante:** 06<sup>h</sup> 26<sup>m</sup> @ 06<sup>h</sup> 20<sup>m</sup>

**Intervalo de tempo** (entre a PM de 0732 e 1000): 02<sup>h</sup> 28<sup>m</sup> @ 02<sup>h</sup> 30<sup>m</sup>

Dado de saída da Tabela I: 34 (fração da amplitude)

Para entrar na **tabela II**:

**Amplitude da maré** no ciclo considerado: 5.6m@ 6m

**Fração da amplitude** (dada pela Tabela I): 34

Dado de saída da Tabela II: 2,0m (correção da altura)

Altura da maré em Salinópolis, dia 08/3/93, às 10:00 horas: 5,6 – 2,0 = 3,6 metros.

- b. Determinar qual a **maior** e a **menor** profundidade prevista, no fundeadouro de Salinópolis, no dia 08/3/93, em um ponto onde a **profundidade cartografada** (sondagem) é 8,5 metros.

Com a **maré prevista** para Salinópolis, no dia 08/3/93 (mostrada no problema anterior), pode-se afirmar que a **maior profundidade** ocorrerá nas preamares de 0732 e 1949 e que a **menor profundidade** ocorrerá na **BAIXA-MAR** de 1358.

Lembrando que as **profundidades lançadas nas Cartas Náuticas** (sondagens) representam a distância vertical entre o **Nível de Redução** e o fundo do mar no local e que as **alturas das marés** representam cotas verticais cuja origem é, também, o **nível de redução**, pode-se afirmar:

- Maior profundidade (0732 e 1949): 8,5 + 5,6 = 14,1 metros.
- Menor profundidade (1358): 8,5 + 0,0 = 8,5 metros (o nível do mar neste instante coincide com o Nível de Redução).

## 10.9.4 PREVISÃO DA MARÉ PARA PORTOS SECUNDÁRIOS

A publicação DG6 “Tábuas das Marés” apresenta, ainda, uma Tabela reproduzida na Figura 10.10, que permite obter a **previsão das marés** em dois **portos secundários**, Camocim (Ceará) e Barra do Rio São Francisco (Alagoas), em função da maré prevista para o porto de referência (Recife).

**Figura 10.10 - Portos Secundários**

Porto de Referência: Recife								
Portos Secundários	Latitude	Longitude	N.M. (m)	Carta n°	Correções			
					Preamar		Baixa-Mar	
					Instante h min	Altura m	Instante h min	Altura m
Camocim (Ceará)	02° 53' S	040° 50' W	1,82	601	+02 12	+ 0,8	+02 17	+0,2
Barra rio São Francisco (Alagoas)	10° 30',8 S	036° 24,2 W	0,80	1 000	-00 43	-0,3	-00 50	0,0

A tabela fornece as correções aditivas ou subtrativas que devem ser aplicadas às horas e às alturas da preamar e da baixa-mar no porto de referência (Recife), para obtenção dos elementos análogos dos portos secundários de Camocim e Barra do Rio São Francisco..

### EXEMPLOS:

a. Obter a **previsão das marés** para o porto de Camocim (CE), no dia 06/04/93, sabendo-se que, para esta data, é a seguinte a **maré prevista** para Recife (**porto de referência**):

06/04/93	0315	2.4m	PM
3ª feira	0924	-0.1m	BM
Lua Cheia	1541	2.5m	PM
	2153	-0.1m	BM

### SOLUÇÃO:

A Tabela da Figura 10.10 fornece as seguintes correções para o porto de Camocim:

Correção	PM (instante):	+ 02 <sup>h</sup> 12 <sup>m</sup>
Correção	PM (altura):	+ 0,8m
Correção	BM (instante):	+ 02 <sup>h</sup> 17 <sup>m</sup>
Correção	BM (altura):	+ 0,2m

Combinando estas correções com a **maré prevista** para o **porto de referência** (Recife) obtém-se a **previsão de maré** para o **porto secundário** (Camocim):

Recife – 1ª PM:	0315	2,4m	
Correções PM:	<u>+ 0212</u>	<u>+ 0,8m</u>	
Camocim – 1ª PM:	0527	3,2m	
Recife – 1ª BM:	0924	- 0,1m	
Correções BM:	<u>+ 0217</u>	<u>+ 0,2m</u>	
Camocim – 1ª BM:	1141	0,1m	
Recife – 2ª PM:	1541	2,5m	
Correções PM:	<u>+ 0212</u>	<u>+ 0,8m</u>	
Camocim – 2ª PM:	1753	3,3m	
Recife – 2ª BM:	2153	- 0,1m	
Correções BM:	+ 0217	+ 0,2m	
Camocim – 1ª BM:	0010	0,1m	(07/04/93)

Desta forma, a **previsão de marés** para Camocim no dia 06/04/93 é:

0527	3,2m	PM	
1141	0,1m	BM	
1753	3,3m	PM	
0010	0,1m	BM	(07/04/93)

b. Obter a **previsão de maré** para a Barra do Rio São Francisco, no dia 13/12/93, sabendo-se que, para esta data, é a seguinte a **maré prevista** para Recife (**porto de referência**):

13/12/93	0332	2,1m	PM
2ª feira	0938	0,1m	BM
Lua Nova	1545	2,2m	PM
	2204	0,0m	BM

### SOLUÇÃO:

A Tabela da Figura 10.10 fornece as seguintes correções para a Barra do Rio São Francisco:

Correção	PM (instante):	- 00 <sup>h</sup> 43 <sup>m</sup>
Correção	PM (altura):	- 0,3m
Correção	BM (instante):	- 00 <sup>h</sup> 50 <sup>m</sup>
Correção	BM (altura):	0,0m

Combinando estas correções com a **maré prevista** para Recife (**porto de referência**) obtém-se a **previsão de maré** para a Barra do Rio São Francisco (porto secundário):

Recife - 1ª PM:	0332	2,1m
Correções PM:	<u>- 0043</u>	<u>- 0,3m</u>
Barra S. Fco. 1ª PM:	0249	1,8m

Recife - 1ª BM:	0938	0,1m
Correções BM:	<u>- 0050</u>	<u>0,0m</u>
Barra S. Fco. 1ª BM:	0848	0,1m

Recife - 2ª PM:	1545	2,2m
Correções PM:	<u>- 0043</u>	<u>- 0,3m</u>
Barra S. Fco. 2ª PM:	1502	1,9m

Recife - 2ª BM:	2204	0,0m
Correções BM:	<u>- 0050</u>	<u>0,0m</u>
Barra S. Fco. 1ª BM:	2114	0,0m

Desta forma, a **previsão da maré** para a Barra do Rio São Francisco, no dia 13/12/93 é:

0249	1,8m	PM
0848	0,1m	BM
1502	1,9m	PM
2114	0,0m	BM

Os problemas de **determinação da altura da maré num instante qualquer** e de **previsão da maré em portos secundários** podem ser resolvidos com facilidade pela utilização do modelo mostrado na Figura 10.11.

Figura 10.11 -

ALTURA DA MARÉ NUM INSTANTE DADO

Local \_\_\_\_\_ Hora \_\_\_\_\_ Data \_\_\_\_\_

Duração da enchente ou vazante: \_\_\_\_\_

Intervalo de tempo desde a maré mais próxima: \_\_\_\_\_

Tabela I (centésimos de amplitude) \_\_\_\_\_

Amplitude da maré: \_\_\_\_\_

Tabela II (correção da altura) \_\_\_\_\_

Altura da maré mais próxima: \_\_\_\_\_

Altura da maré às \_\_\_\_\_ : \_\_\_\_\_

PREVISÃO DE MARÉS EM PORTOS SECUNDÁRIOS

Porto secundário: \_\_\_\_\_ Data \_\_\_\_\_

Porto de referência: \_\_\_\_\_

Correção PM (Instante): \_\_\_\_\_

Correção PM (Altura): \_\_\_\_\_

Correção BM (Instante): \_\_\_\_\_

Correção BM (Altura): \_\_\_\_\_

PORTO DE REFERÊNCIA			PORTO SECUNDÁRIO		
	HORA	ALTURA		HORA	ALTURA
PM				PM	
BM				BM	
PM				PM	
BM				BM	
PM				PM	
BM				BM	

### 10.9.5 MÉTODO EXPEDITO DE PREVISÃO OU MÉTODO DO ESTABELECIMENTO DO PORTO

A publicação DG6 “Tábuas das Marés” também aborda o MÉTODO EXPEDITO DE PREVISÃO (ou MÉTODO DO ESTABELECIMENTO DO PORTO), a ser usado para os locais onde não se tenham informações tabuladas de horários e alturas de PM e BM. O MÉTODO EXPEDITO DE PREVISÃO deve ser utilizado em conjunto com o quadro de INFORMAÇÕES SOBRE A MARÉ representado na Carta Náutica do local de interesse.

Figura 10.12 - Informações sobre a Maré

LUGAR	LATITUDE	LONGITUDE	HWF&C	ALTURA SOBRE O NR (cm)				
				MHWS	MHWN	MLWN	MLWS	MSL
Porto de SUAPE	08° 21',5S	034° 57',1W	4h 08min	226	170	79	23	124

Este quadro (Figura 10.12) fornece os seguintes elementos, para os locais correspondentes:

**H.W.F. & C. – Estabelecimento do Porto ou Estabelecimento Vulgar do Porto** (“HIGH WATER FULL AND CHANGE”): média dos intervalos de tempo decorridos entre a passagem da Lua pelo meridiano local e a ocorrência da preamar (PM), em dias de sizígia.

**M.H.W.S. – Preamar média de sizígia** (“MEAN HIGH WATER SPRINGS”): representa a altura, acima do Nível de Redução da Carta Náutica em questão, da média das preamares de sizígia, ou seja, a média das mais altas preamares.

**M.H.W.N.** – Preamar média quadratura (“MEAN HIGH WATER NEAPS”): representa a altura, acima do Nível de Redução da Carta Náutica em questão, da média das preamares de quadratura, ou seja, a média das mais baixas preamares.

**M.L.W.N.** – Baixa-mar média de quadratura (“MEAN LOW WATER NEAPS”): representa a altura, acima do Nível de Redução da Carta Náutica em questão, da média das baixa-mares de quadratura, ou seja, a média das mais altas baixa-mares.

**M.L.W.S.** – Baixa-mar média de sizígia (“MEAN LOW WATER SPRINGS”): representa a altura, acima do Nível de Redução da Carta Náutica em questão, da média das baixa-mares de sizígia, ou seja, a média das mais baixas baixa-mares.

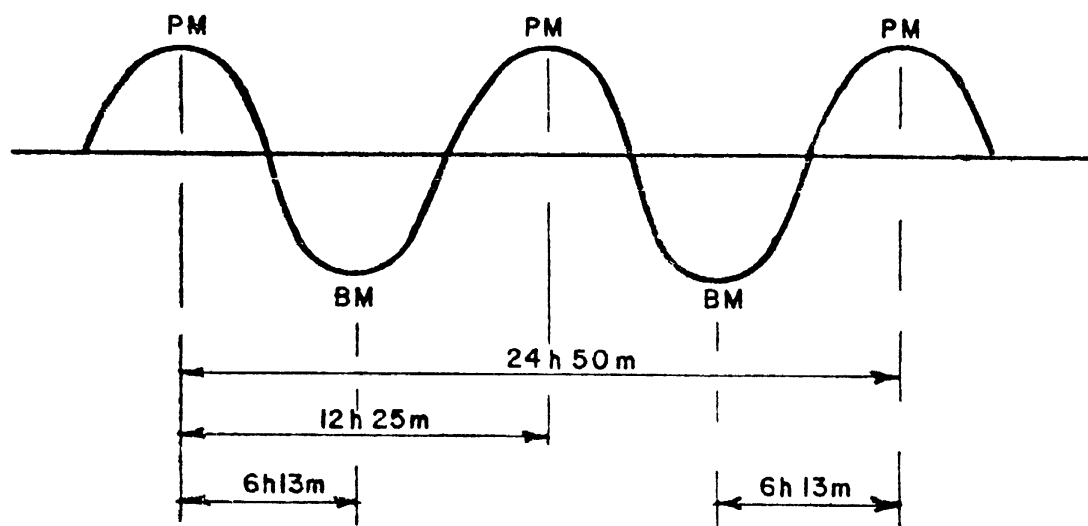
**NM ou MSL** – Altura do nível médio (“MEAN SEA LEVEL”) acima do Nível de Redução da carta em questão.

Na previsão da maré pelo MÉTODO DO ESTABELECIMENTO DO PORTO é necessário determinar a hora da passagem meridiana da Lua, com dados obtidos no Almanaque Náutico (DN-5), publicação que será estudada no Volume II deste Manual (na parte referente à Navegação Astronômica).

O MÉTODO EXPEDITO DE PREVISÃO adota os seguintes conceitos e suposições básicas:

- a hora da preamar de sizígia é o resultado da **soma entre a hora da passagem da Lua pelo meridiano superior do local e o Estabelecimento do Porto** naquele local.
- o dia lunar dura 24 horas e 50 minutos**; sendo assim, o intervalo entre duas preamares será 12 horas e 25 minutos e entre uma PM e a BM consecutiva o intervalo será de 6 horas e 13 minutos (assim também como entre uma BM e a PM seguinte), conforme mostrado na Figura 10.13.

Figura 10.13 -



- considerando-se a duração de uma **lunação** (intervalo de tempo entre duas conjunções ou oposições da Lua), pode-se admitir que o intervalo de tempo entre duas **marés de sizígia** sucessivas é de 14 dias e o intervalo entre uma **maré de sizígia** e a **maré de quadratura** seguinte é de 7 dias.

d. as **preamares** (PM) e **baixa-mares** (BM) são simétricas em relação ao Nível médio, conforme mostrado na Figura 10.14.

**Figura 10.14 -**

De fato, no MÉTODO EXPEDITO DE PREVISÃO supõe-se que (ver Figura 10.14):

- Em SIZÍGIAS:

MHWS – NM = a (cota da PM de sizígia acima do NM)

NM – a = h<sub>1</sub> (altura da BM de sizígia)

- Em QUADRATURAS:

MHWN – NM = b (cota da PM de quadratura acima do NM)

NM – b = h<sub>2</sub> (altura da BM de quadratura)

O exemplo abaixo ilustra o emprego do MÉTODO EXPEDITO DE PREVISÃO:

Obter, pelo MÉTODO EXPEDITO DE PREVISÃO (ou MÉTODO DE ESTABELECIMENTO DO PORTO), a **maré prevista** no porto de Suape (PE), no dia 30 de julho de 1993.

**Solução:**

1. Cálculo da hora da passagem da Lua pelo meridiano do local e dos horários das PM:

- O Almanaque Náutico para 1993 fornece, na página 155, as informações sobre a passagem meridiana da Lua em Greenwich nos dias 30 e 31 de julho.

**HORA MÉDIA LOCAL DA PASSAGEM MERIDIANA DA LUA EM GREENWICH**

DIA	SUPERIOR	INFERIOR
30/07/93	21h 57min	09h 30min
31/07/93	22h 49min	10h 23min
DIFERENÇA	52min	53min

- Das páginas amarelas do referido Almanaque obtém-se:

Da Tábua II – “Interpolação das Horas da Passagem Meridiana da Lua para a Longitude” (página xxxii) – a correção a ser aplicada. Entra-se com a Longitude de Suape arredondada ao grau ( $l = 035^\circ W$ ) e com o valor médio das diferenças entre as passagens meridianas superior e inferior consecutivas ( $D = 52$  min). O valor encontrado para a correção é de 5 minutos.

Da página i – “Conversão de Arco em Tempo” – retira-se o valor da Longitude em tempo para o porto de Suape:

Longitude = 034° 57', 1W = 02h 19min 48s, valor que é arredondado para 02 h 20 min.

- Fuso horário (F) de Suape = + 3h
- No quadro de informações sobre a maré de Suape (Figura 10.12) encontra-se o valor do ESTABELECIMENTO DO PORTO (HWF & C) = 04h 08min
- Com estes valores podem ser calculados os instantes das preamares para o dia considerado:

	Passagem superior	Passagem inferior
HML (Lua) em Greenwich	21h 57min	09h 30min
Correção	+ 5min	+ 5min
HML Pmd (Lua) no Local	22h 02min	09h 35min
Longitude do Local	+ 02h 20min	+ 02h 20min
HMG Pmd (Lua) no Local	00h 22min	11h 55min
- F	- 3	- 3
Hleg Pmd (Lua) no Local	21h 22min	08h 55min
HWF & C	+ 04h 08min	+ 04h 08min
Horário da Preamar	01h 30min	13h 03min
Data	31/07/93	30/07/93

## 2. Cálculo das alturas das PM

- A Tabela de Fases da Lua existente no final da publicação DG6 “Tábuas das Marés” fornece os seguintes dados (ver Figura 10.15):

### Figura 10.15 - Fases da Lua

LUA EM QUARTO CRESCENTE: 26/JUL/93

LUA CHEIA: 02/AGO/93

Assim, a data de interesse (30/jul/93) está entre uma QUADRATURA (26/jul) e uma SIZÍGIA (02/ago).

- O quadro de INFORMAÇÕES SOBRE A MARÉ para Suape apresenta os seguintes dados:

Em sizígia:

$$\text{MHWS} = 2,26\text{m (arredonda-se para 2,3m)}$$

Em quadratura:

$$\text{MHWN} = 1,70\text{m}$$

Faz-se, então:

$$\text{MHWS} - \text{MHWN} = 2,3 - 1,7 = 0,6\text{m}$$

- Pode-se, então, por simples **interpolação linear**, obter a altura aproximada das PM no dia 30/jul:

$$7 \text{ dias (QUADRATURA - SIZÍGIA)} \longrightarrow + 0,6\text{m}$$

$$4 \text{ dias} \longrightarrow x$$

$$x = 0,6 \times 4 / 7 = 0,34\text{m (arredondado para 0,3m)}$$

$$\text{Assim: } h_{\text{PM}} (30/\text{jul}) = 1,7 + 0,3 = 2,0\text{m}$$

### 3. Cálculo das horas das BM:

- Conforme visto, o MÉTODO EXPEDITO DE PREVISÃO considera que o **intervalo de tempo** entre uma PM e a BM consecutiva (ou anterior) é de 06h 13min (1/4 de 1 dia lunar) e o intervalo entre duas BM é de 12 h 25min.

Assim:	PM:	13h 03min
	intervalo:	<u>- 06h 13min</u>
	1ª BM:	06h 50min
	2ª BM:	19h 15min

### 4. Cálculo das alturas das BM

- O MÉTODO EXPEDITO DE PREVISÃO supõe que as PM e as BM são simétricas em relação ao Nível Médio (NM). O quadro de INFORMAÇÕES SOBRE A MARÉ para Suape permite obter a cota do NM (MSL) sobre o Nível de Redução: 1,24m (que é arredondada para 1,2m).

- Assim, tem-se:

$$h_{\text{PM}} = 2,0\text{m}$$

$$\text{NM} = \underline{1,2\text{m}}$$

$$\text{cota PM} - \text{NM} = 0,8\text{m}$$

- Então, pode-se calcular:

$$NM = 1,2m$$

$$\text{cota} \quad PM - NM = \underline{0,8m}$$

$$h_{BM} = 0,4m \quad (\text{ALTURAS DAS BAIXA-MARES})$$

4. Desta forma, a **maré prevista** para Suape, obtida pelo MÉTODO EXPEDITO DE PREVISÃO (ou MÉTODO DO ESTABELECIMENTO DO PORTO), para o dia 30/07/93, será:

PM	0037	2,0m	
BM	0650	0,4m	
PM	1303	2,0m	
BM	1915	0,4m	
PM	0130	2,0m	(31/07/93)

Como forma de avaliar a precisão, a confiança e as limitações do MÉTODO EXPEDITO DE PREVISÃO, apresenta-se a **previsão de marés** para Suape, para 30/07/93, obtida da análise harmônica da maré:

PM	0132	2,0m	
BM	0800	0,5m	
PM	1413	1,9m	
BM	2015	0,5m	
PM	0223	2,1m	(31/7/93)

Pode-se constatar que os resultados encontrados pelo MÉTODO EXPEDITO (ou MÉTODO DO ESTABELECIMENTO DO PORTO) são razoavelmente precisos, para fins de navegação, quando não se dispõem dos dados de previsão fornecidos nas "Tábuas das Marés".

São pertinentes as seguintes observações finais sobre este assunto:

- em virtude dos conceitos e suposições básicas adotadas, o MÉTODO DO ESTABELECIMENTO DO PORTO só deve ser empregado nos locais onde a maré for **semidiurna**, não se aplicando às marés de desigualdades diurnas, mistas e diurnas. Na costa do Brasil bons resultados são encontrados nos portos de Vitória (ES) para o Norte.
- além de servirem para emprego com o MÉTODO EXPEDITO DE PREVISÃO, os dados dos quadros de INFORMAÇÕES SOBRE A MARÉ representados nas Cartas Náuticas proporcionam uma boa idéia das características da maré nos locais a que se referem, dando noção da amplitude da maré em sizígia e em quadratura e fornecendo a cota do Nível Médio acima do Nível de Redução.

### 10.9.6 NOTAS FINAIS SOBRE PREVISÃO DE MARÉS E UTILIZAÇÃO DAS TÁBUAS DAS MARÉS

- Fatores meteorológicos, principalmente o vento, podem causar a elevação ou o abaixamento do nível do mar e o atraso ou o adiantamento dos instantes de ocorrência das preamares ou baixa-mares. Nestas condições, as preamares e as baixa-mares poderão ser mais altas ou mais baixas do que as alturas previstas nas tábuas. Tais fenômenos

são freqüentes nos portos ao sul de Cabo Frio (RJ), sendo aconselhável a consulta, por parte dos navegantes, às informações contidas no Roteiro Costa Leste e Costa Sul.

- b. Em caso de ocorrência de discrepâncias significativas entre a previsão e a observação, o navegante deve comunicar à Diretoria de Hidrografia e Navegação, informando, se possível, os valores das diferenças, em hora e altura da maré (ou amplitude), acompanhados de um relato sobre as condições meteorológicas reinantes, em especial o **vento (direção e velocidade)**. Tais informações são importantes para correção e aprimoramento das Tábuas das Marés.
- c. É importante ressaltar que as horas das preamares (PM) e baixa-mares (BM) informadas nas Tábuas das Marés são **horas legais do fuso horário padrão** dos portos ou locais a que se referem as previsões. Se estiver em vigor **horário de verão**, deve ser somada uma hora aos valores de tempo constantes das Tábuas, para transformá-las de **hora legal padrão em hora de verão**.

## 10.10 CORRENTES DE MARÉ

### 10.10.1 GÊNESE DAS CORRENTES DE MARÉ

Ao estudar-se a ação dos componentes das forças geradoras da maré, verifica-se que aquelas forças acarretam preliminarmente o **movimento horizontal** da massa líquida (**corrente de maré**), do qual resulta o **movimento vertical** do nível do mar, ou seja, a **maré**. Assim, é necessário compreender a coexistência das **marés** e das **correntes de maré**, como efeitos de uma mesma causa.

É importante para o navegante ser capaz de prever a **direção** e a **velocidade** da **corrente de maré** em qualquer instante e levar em conta o seu efeito sobre o movimento do navio.

Normalmente, nas entradas dos portos nos quais a ação direta das forças astronômicas é desprezível, a **corrente de maré** é o resultado da diferença de nível entre o oceano e o interior do porto. Assim, o fluxo e o refluxo são caracterizados por uma **corrente axial alternativa**, segundo o eixo do canal. Se o porto fica situado no interior de um longo canal, como no caso de Santana (AP), no braço Norte do Rio Amazonas, a **corrente de maré** será também **axial alternativa**, com **velocidade máxima para dentro** na PREAMAR, **máxima para fora** na BAIXA-MAR e **nula** quando a maré atinge o nível médio. No exemplo, haverá uma forte corrente permanente para fora, devido à formidável descarga do Rio Amazonas.

No oceano aberto, as **correntes de maré** têm um caráter rotatório, em virtude da interação entre as forças astronômicas e a influência da rotação terrestre. De fato, o **efeito de Coriolis**, devido à rotação da Terra, tende a desviar as **correntes de maré** para a **direita no Hemisfério Norte** e para a **esquerda no Hemisfério Sul**, concorrendo, juntamente com as próprias forças astronômicas, para a gênese de **correntes rotatórias**. O **efeito de Coriolis** (ou **efeito giroscópico**) poderá reforçar ou reduzir o efeito das **forças astronômicas**.

Dada a afinidade entre a **maré** e a **corrente de maré**, para um determinado porto é possível relacionar a **velocidade** e a **direção** da **corrente de maré** às horas da PREAMAR e BAIXA-MAR no porto.

Conforme já mencionado, o conhecimento antecipado das **correntes de maré** é de grande valia, não só para o planejamento da derrota em águas restritas, mas também para seleção dos horários mais favoráveis às manobras, escolha do bordo de atracação e velocidades com que o navio deve evoluir.

Informações sobre as **correntes de maré** podem ser obtidas em Cartas de Correntes de Maré, preparadas para cada um dos principais portos, e também em tabelas ou notas inseridas em algumas Cartas Náuticas.

### 10.10.2 CARTAS DE CORRENTES DE MARÉ

Apesar da denominação, as Cartas de Correntes de Maré são, na realidade, publicações, preparadas especificamente para determinados portos. Suas características são semelhantes. Normalmente, são iniciadas por uma página com as instruções para uso, seguida de um exemplo e de uma coletânea de pequenas cartas do porto, onde aparecem setas indicadoras das direções e números que representam as velocidades das **correntes de maré**, referidas à hora da preamar (PM).

Atualmente, existem **Cartas de Correntes de Maré** publicadas para os seguintes locais:

Rio Amazonas – da Barra Norte ao Porto de Santana;

Rio Pará – de Salinópolis a Belém;

Proximidades da Baía de São Marcos e Portos de São Luís e Itaqui;

Porto de Luís Correia;

Porto de Natal;

Porto de Salvador;

Itapessoca;

Porto de Madre de Deus

Porto de Vitória;

Baía de Guanabara e Porto do Rio de Janeiro;

Porto de Santos; e

Porto de Paranaguá.

### 10.10.3 UTILIZAÇÃO DAS CARTAS DE CORRENTES DE MARÉ

A utilização das Cartas de Correntes de Maré será explicada através do exemplo abaixo:

Determinar o RUMO e a VELOCIDADE da Corrente de Maré na barra da Baía de Guanabara (na altura da Ilha de Cotunduba), no dia 03/jul/93, às 1200P, sabendo-se que a **maré prevista** para a data em questão é a seguinte:

## Porto do Rio de Janeiro

03/jul/93	0208	1,2m	PM
sábado	0849	0,1m	BM
(Lua Cheia)	1458	1,2m	PM
	2111	0,3	BM

**Solução:**

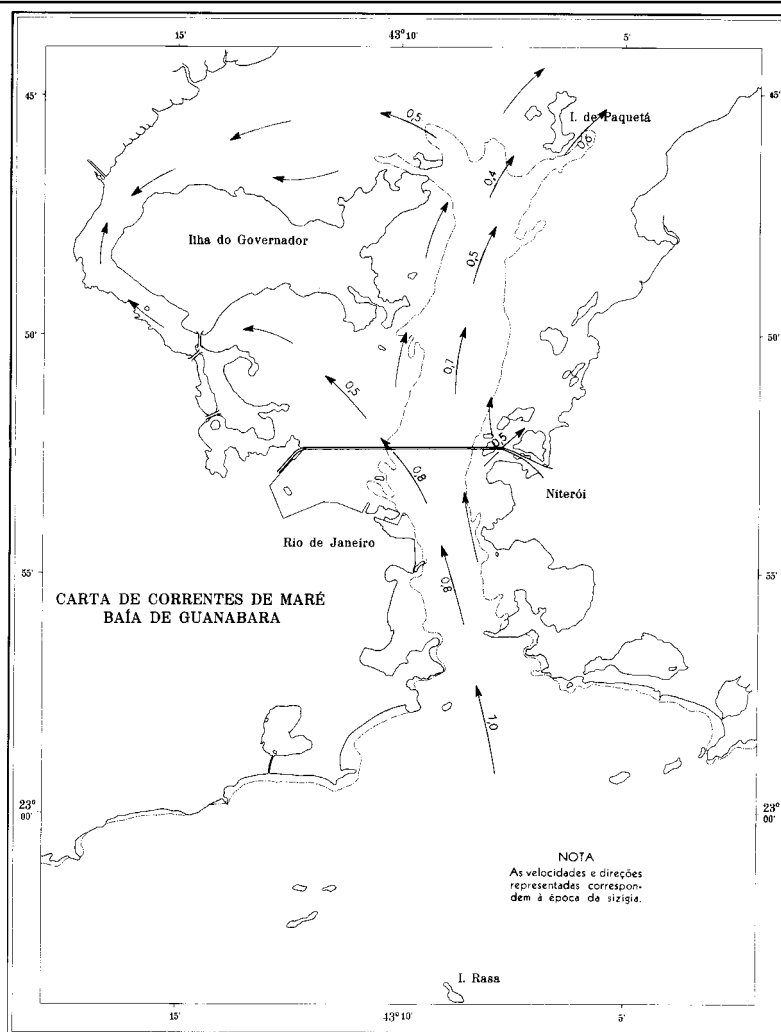
- Conforme mencionado, a seleção da carta a ser utilizada é feita tendo-se em conta a diferença em horas entre o instante considerado e o da preamar prevista mais próxima. Neste caso:

INSTANTE CONSIDERADO: 1200

PREAMAR PREVISTA: 1458

DIFERENÇA: 0258 (valor que é arredondado para 3 horas)

- Portanto, será selecionada a carta correspondente a 3 HORAS ANTES DA PREAMAR, que está reproduzida na Figura 10.16.

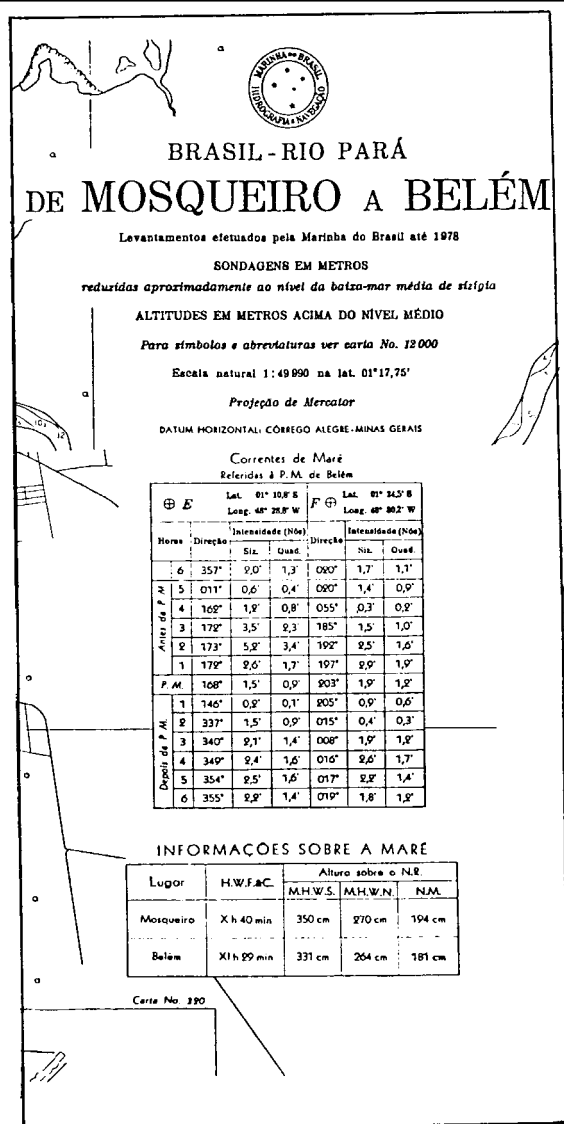
**Figura 10.16 -**

3 HORAS ANTES DA PREAMAR

- Nessa carta obtém-se, para a barra da Baía de Guanabara:  
RUMO DA CORRENTE DE MARÉ: 345° (NNW) – enchendo  
VELOCIDADE DA CORRENTE DE MARÉ: 1,0 nó
- Conforme explicado em nota na **Carta de Correntes de Maré** (ver Figura 10.16), as velocidades representadas correspondem à época de sizígia, como é o caso do presente exemplo (03/jul/93 – LUA CHEIA). Em outras situações (porquanto as cartas espelham apenas as condições médias de sizígia), se for desejável maior precisão as velocidades representadas nas cartas devem ser multiplicadas por um fator de correção retirado de um ábaco existente no início das Cartas de Correntes de Maré, tendo-se como elementos de entrada o **intervalo de tempo entre a preamar e a baixa-mar** (ou vice-versa) e a **amplitude da maré prevista**. Não há qualquer correção a ser aplicada às **direções** representadas nas **Cartas de Correntes de Maré**.

### 10.10.4 INFORMAÇÕES SOBRE CORRENTES DE MARÉ APRESENTADAS NAS CARTAS NÁUTICAS

Figura 10.17 -



Além das Cartas de Correntes de Maré, algumas Cartas Náuticas apresentam, também, informações sobre **correntes de maré** (Figura 10.17).

Estas informações, usadas para o planejamento, devem ser sempre verificadas e, se necessário, corrigidas durante a navegação, pela comparação das posições observadas e estimadas, pelo deslocamento de objetos que bóiam, pela posição de embarcações fundeadas, pela observação de bóias, etc.

## 10.10.5 NOTAS FINAIS SOBRE CORRENTES DE MARÉ

- Tal como no caso da **previsão de marés**, é conveniente frisar que **condições meteorológicas anormais**, especialmente **ventos fortes e persistentes**, podem modificar substancialmente as informações indicadas nas **Cartas de Correntes de Maré**;
- Ademais, conforme chama a atenção nota inserida na publicação DG6 – Tábuas das Marés, as horas das preamares (PM) e baixa– mares (BM) tabuladas nem sempre coincidem com os instantes em que a **corrente de maré** inverte sua direção.
- Alguns países, como os Estados Unidos, publicam **Tábuas de Correntes de Maré**, de aparência semelhante às Tábuas das Marés. As Tábuas de Correntes de Maré contêm previsões diárias das horas de corrente nula (“slack water”) e das horas e valores de velocidades correspondentes às correntes máximas de enchente e de vazante, para várias **estações de referência**. Além disso, possuem tabelas de correções que permitem obter a previsão da **corrente de maré** em muitos outros **portos ou locais secundários**. As **Tábuas de Correntes de Maré** apresentam, ainda, uma tabela que permite calcular a velocidade da **corrente de maré** em um instante qualquer, tanto nas **estações de referência**, como nos **portos secundários**.

## 10.11 EXERCÍCIOS SOBRE MARÉS E CORRENTES DE MARÉ

- A **previsão de marés** para o porto de Recife, no dia 08/03/93 é:

08/03/93	0343	2,4m	PM
2ª feira	0949	– 0,1m	BM
(Lua Cheia)	1602	2,6m	PM
	2217	– 0,2m	BM

Determinar a **altura da maré** prevista, para o local e data acima, às 1800P.

### Solução:

Local: Recife (PE) – Hora: 1800P – Data: 08/3/93  
 Duração da vazante: 06h 15 min  
 Intervalo de tempo desde a maré mais próxima: 01h 58 min  
 Tabela I (centésimos de amplitude): 23  
 Amplitude da maré: 2,8m  
 Tabela II (correção da altura): 0,7m  
 Altura da maré mais próxima: 2,6m (PM)  
 Altura da maré às 1800P : 1,9m

### Resposta:

Altura prevista para a maré em Recife, no dia 08/03/93, às 1800P: 1,9 metros.

- Conhecendo-se a FASE DA LUA na data considerada no exercício anterior (08/3/93 – LUA CHEIA), informar qual a maré produzida quando a Lua está nesta fase e quais são suas principais características.

**Resposta:**

Maré de sizígia ou de águas vivas, caracterizada por preamares (PM) muito altas e baixamares (BM) muito baixas (no caso em questão, com **alturas negativas** da maré nas BM previstas, isto é, com o nível do mar abaixo do Nível de Redução).

3. Qual o **tipo de maré** que ocorre em Recife e quais são suas principais características?

**Resposta:**

**Maré semidiurna**, caracterizada por apresentar uma curva aproximadamente sinusoidal, com duas PM e duas BM por dia, separadas por um período de pouco mais de **6 horas** e com uma variação pequena de altura entre duas PM (ou BM) sucessivas.

4. Supondo que, para alcançar a barra do porto de Recife, o seu navio, cujo calado é de 6 metros, deve passar sobre um baixo cuja menor **profundidade cartografada** (sondagem) é de 6,4 metros, calcular entre que horários o navio pode passar sobre o baixo, no dia 08/03/93, após a BM de 0949, com uma lazeira mínima de 2m de água abaixo da quilha.

**Solução:**

- O **calado** do seu navio é de 6 metros e a **lazeira mínima** admitida de água abaixo da quilha é de 2 metros. Portanto, a **menor profundidade** onde o navio poderá passar será de:

$$\text{CALADO} = 6,0\text{m}$$

$$\text{LAZEIRA} = \underline{2,0\text{m}}$$

$$\text{PROFUNDIDADE MÍNIMA} = 8,0\text{m}$$

- A **menor profundidade cartografada** (sondagem) no banco sobre o qual o navio deverá passar é de 6,4 metros. Portanto, a **altura da maré** na hora da passagem sobre o baixo deverá ser de :

$$\text{PROFUNDIDADE MÍNIMA DE NAVEGAÇÃO} = 8,0\text{m}$$

$$\text{SONDAGEM} = \underline{6,4\text{m}}$$

$$\text{ALTURA DA MARÉ NA HORA DA PASSAGEM} = 1,6\text{m}$$

- A **maré prevista** para Recife no dia 08/03/93, apresentada no EXERCÍCIO (1), mostra, após a BM de 0949P, uma PM às 1602P, com 2,6 metros de altura de maré. Portanto, deve-se determinar as horas antes e depois da PM de 1602P em que a **altura da maré** prevista será de 1,6 metros. O **intervalo de tempo** entre elas será o período favorável à passagem do navio sobre o baixo.
- Para determinação das **horas** em que a **altura da maré**, antes e depois da PM de 1602P, será 1,6 metros, faz-se:

**ANTES DA PM:**

a.  $\text{ALTURA DA MARÉ} = 1,6\text{m}$

$$\text{ALTURA DA MARÉ MAIS PRÓXIMA} = \underline{2,6\text{m}}$$

$$\text{CORREÇÃO DA ALTURA} = 1,0\text{m}$$

$$\text{AMPLITUDE DA MARÉ} = 2,7\text{m}$$

b. Entrando na Tabela II com o valor da correção da altura (1,0m) e o valor da amplitude da maré (2,7m), obtém-se o valor de c (centésimo de amplitude) = 34

c. Entrando na Tabela I com  $c = 34$  e duração da enchente = 06h 13 min, obtém-se o valor do intervalo de tempo desde a maré mais próxima = 02h 30 min

d. HORA DA MARÉ MAIS PRÓXIMA = 1602 (PM)  
 INTERVALO DE TEMPO = 0230  
 HORA EM QUE A ALTURA DA MARÉ SERÁ 1,6m = 1332

**Depois da PM:**

a. ALTURA DA MARÉ = 1,6m  
 ALTURA DA MARÉ MAIS PRÓXIMA = 2,6m  
 CORREÇÃO DA ALTURA = 1,0m  
 AMPLITUDE DA MARÉ = 2,8m

b. TABELA II:  $c = 34$

c. DURAÇÃO DA VAZANTE = 06h 15 min

$c = 34$

TABELA I = 02h 30 min

d. HORA DA MARÉ MAIS PRÓXIMA = 1602 (PM)  
 INTERVALO DE TEMPO = 0230  
 HORA EM QUE A ALTURA DA MARÉ SERÁ 1,6m = 1832

**Resposta:**

O navio deverá passar sobre o baixo entre 1332P e 1832P, para garantir uma **lazeira mínima** de 2 metros de água abaixo da quilha.

5. Usando Recife como **porto de referência**, preparar uma Tábua de Marés completa para o **porto secundário** de Camocim, para o dia 08/03/93, utilizando as **correções** da Tabela reproduzida na Figura 10.10.

**Solução:**

**PREAMARES:**

	Hora	Altura	Hora	Altura
Recife,	03 43	2,4m	16 02	2,6m
Correções PM	+02 12	+0,8m	+02 12	+0,8m
Camocim	05 55	3,2m	18 14	3,4m

**BAIXA-MARES:**

	Hora	Altura	Hora	Altura
Recife	09 49	- 0,1m	22 17	-0,2m
Correções BM	+02 17	+0,2m	+02 17	+0,2m
Camocim	12 06	+0,1m	00 34	0,0m

**Resposta:**

MARÉ PREVISTA PARA CAMOCIM EM 08/03/93:

0555	3,2m	PM	
1206	0,1m	BM	
1814	3,4m	PM	
0034	0,0m	BM	(09/03/93)

6. Determinar a **direção** e a **velocidade** da **corrente de maré** na barra do Rio Potengi (Natal), no dia 15/10/93, às 0700P, sabendo-se que a **maré prevista** para esta data no porto de Natal é:

15/10/93	0456	2,1m	PM
6ª feira	1051	- 0,2m	BM
(Lua Nova)	1715	2,1m	PM
	2309	- 0,2m	BM

**Solução:**

- A **Carta de Corrente de Maré** a ser selecionada é a correspondente a 2 horas depois da PM em Natal, pois a PM está prevista para 0456P e a hora de interesse é 0700P.
- Entrando na referida carta (reproduzida na Figura 10.18), obtém-se, para a barra do Rio Potengi:

CORRENTE DE MARÉ

$$R_{\text{cor}} = 045^\circ \text{ (NE) - vazante}$$

$$\text{vel}_{\text{cor}} = 1,9 \text{ nós}$$

- Como a data considerada é uma **sizígia** (Lua Nova), não há qualquer correção a aplicar à **velocidade da corrente de maré**.

## 10.12 CORRENTES OCEÂNICAS

### 10.12.1 A CIRCULAÇÃO GERAL DOS OCEANOS

Conforme estudado em Capítulos anteriores, o conhecimento dos **elementos da corrente** ( $R_{\text{cor}}$  e  $\text{vel}_{\text{cor}}$ ) é importante para o navegante, tanto na fase de **planejamento**, como na fase de **execução da derrota**.

As **correntes oceânicas** são causadas pelo aquecimento desigual de diferentes pontos da Terra pela **radiação solar** e pelos **grandes sistemas de vento** daí resultantes. Dito de outra maneira, a circulação geral das águas dos oceanos responde aos efeitos dos processos que alteram a **distribuição de massa** no mar e à **ação dos ventos** sobre a superfície das águas.

Os processos que alteram a distribuição de massa no mar e que, em conjunto, se denominam **processos termoalinos**, pois afetam a **densidade** atuando sobre a **temperatura** e a **salinidade**, são o aquecimento, o resfriamento, a concentração e a diluição das águas.

Assim sendo, para efeitos de estudo, a **circulação geral dos oceanos** pode ser dividida em **circulação termoalina** e **circulação gerada pelo vento**.



## 10.12.2 CIRCULAÇÃO TERMOALINA

**Circulação termoalina** é o deslocamento das massas oceânicas causado pelas variações da densidade da água do mar.

Esta circulação, como seu próprio nome indica, é gerada pelas variações de **temperatura** e **salinidade**, de um ponto para outro dos oceanos. Sendo a **densidade** função da **temperatura** e da **salinidade** da água do mar, é ela, na verdade, que determina o surgimento e permanência deste tipo de circulação.

Para melhor compreender a **circulação termoalina**, pode-se fazer uma analogia com um tanque que estivesse cheio de água relativamente fria. Ao se aquecer a superfície de um dos extremos desse tanque, a água se expandiria e seu nível na extremidade aquecida ficaria ligeiramente mais elevado que o extremo oposto. A água superficial aquecida escorreria para a outra extremidade do tanque, por cima da água que não havia sido aquecida e que, portanto, estaria mais fria e com nível mais baixo.

No entanto, a experiência acima indicada ainda não constitui, exatamente, o exemplo de uma **circulação termoalina**. Era esta, na verdade, a concepção adotada pelos primeiros teóricos que desejaram explicar a **circulação termoalina**: os oceanos seriam aquecidos nas proximidades do Equador e a água escorreria para o Norte e para o Sul na direção do Pólos. Hoje, sabe-se que, embora a diferença de aquecimento entre o Equador e os Pólos possa ter um efeito semelhante, ele não tem grande significação, sendo de menor importância na circulação oceânica.

A circulação acima descrita seria puramente uma **circulação térmica** e operaria na Terra da seguinte maneira: se a superfície do mar fosse aquecida em uma parte e resfriada em outra, seria estabelecida uma circulação de origem térmica desde a região que havia sido aquecida para a de águas de menor temperatura, em um movimento **horizontal**. Ademais, a água que sairia da zona de maior temperatura seria substituída por água que ascenderia desde uma certa profundidade, com o que seria estabelecida uma circulação **vertical**, que se fecharia, no fundo, com um fluxo da água que havia sido resfriada, na direção da que foi aquecida.

Assim sendo, na Terra, o superaquecimento na região equatorial é apenas um dos aspectos do balanço térmico, sendo também característica do balanço térmico a perda de energia dos oceanos, nas altas latitudes, onde, com as perdas de calor que ali se processam, há um resfriamento da camada superficial e, conseqüentemente, a diminuição de sua temperatura. A diminuição de temperatura, por sua vez, provoca um efetivo aumento da densidade da água, o que resulta em um afundamento da massa de densidade elevada, para maiores profundidades.

A **circulação termoalina** tem como origem, portanto, o aumento da densidade da água superficial, aumento esse que pode verificar-se de duas maneiras: **termicamente**, por resfriamento da camada superficial, ou **indiretamente**, quando se dá a **congelamento**: a **salinidade** da água residual cresce, aumentando também sua **densidade**.

O primeiro processo (**resfriamento no inverno**) é o principal responsável pela imersão da **água superficial** no Atlântico Norte. Já no Oceano Austral, o segundo processo (**congelamento**) é o mais importante (observa-se que o gelo do mar não é totalmente puro, pois consegue reter alguns sais; no entanto, é bem menos salgado que a água residual).

Poder-se-ia esperar que o efeito da **evaporação**, ao provocar um aumento de **salinidade**, provocasse também, nas **regiões tropicais**, um aumento de **densidade**. Tal não acontece, pois a mesma **radiação solar** que originou a **evaporação**, origina também forte

**aquecimento superficial**, fazendo a **densidade** diminuir, sobrepujando o efeito de crescimento pelo aumento da **salinidade**.

Uma das características mais importantes da circulação **termoalina** é a que se refere ao padrão típico de seus deslocamentos. A circulação termoalina surge como um **fluxo vertical**, quando a **água mais densa** afunda até profundidades médias, ou mesmo até o fundo. Em seguida, ela prossegue como um **fluxo horizontal**, percorrendo grandes distâncias. Este aspecto a diferencia da **circulação pelo efeito do vento**, que, como veremos no item seguinte, é uma circulação eminentemente horizontal.

### 10.12.3 CIRCULAÇÃO PELO EFEITO DO VENTO

Em última instância, a **circulação termoalina** é provocada pela **radiação solar**, que, gerando um aquecimento desigual dos oceanos, segundo a região geográfica, estabelece variações na **densidade**, ocasionando o mergulho das águas mais densas.

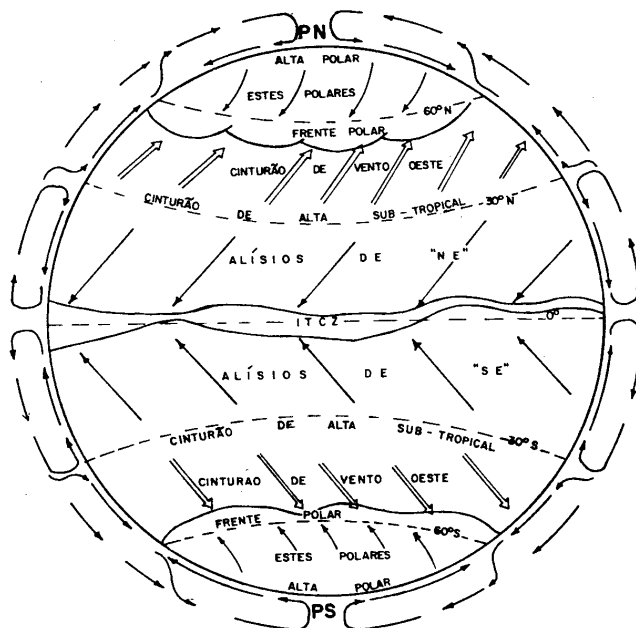
Da mesma forma, a **circulação pelo efeito do vento** é, em última análise, originada pela **radiação solar**. Neste tipo de circulação, entretanto, a **radiação solar** atua indiretamente, ao provocar o **aquecimento desigual da atmosfera**.

O aquecimento desigual da atmosfera origina os **grandes sistemas de ventos**, que fluem de áreas mais densas para outras menos densas.

Os **ventos** efetuam o “acoplamento” da **atmosfera** com os **oceanos**. Soprando sobre os mares, vão provocar, por meio do **atrito**, o **arrastamento das águas superficiais**, dando origem ao surgimento de uma circulação típica.

Ao contrário da **circulação termoalina**, a circulação **produzida pelos ventos** é eminentemente **horizontal** e está limitada apenas às primeiras centenas de metros de profundidade. Os **movimentos termoalinos** são dominantes nas **águas profundas** e os **movimentos gerados pelos ventos** dominam a **circulação na camada superficial**, que é a de maior interesse para a navegação.

**Figura 10.19 - Circulação básica da atmosfera e os grandes sistemas de vento**



A energia do Sol, absorvida pela Terra, aquece o ar contíguo, estabelecendo a grande **circulação atmosférica**, ascendente pela parte aquecida e descendente pelos lados mais frios. Os **grandes sistemas de ventos** daí resultantes são mostrados na Figura 10.19.

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 Inter-tropical, ou ITCZ (“INTER TROPICAL CONVERGENCE ZONE”), para onde flui na superfície o ar, tanto do Hemisfério Norte, como do Hemisfério Sul.

Este 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 grandes **ventos alísios** (ALÍSIOS DE NE, no Hemisfério Norte e ALÍSIOS DE SUDESTE, no Hemisfério Sul), mostrados na Figura 10.19.

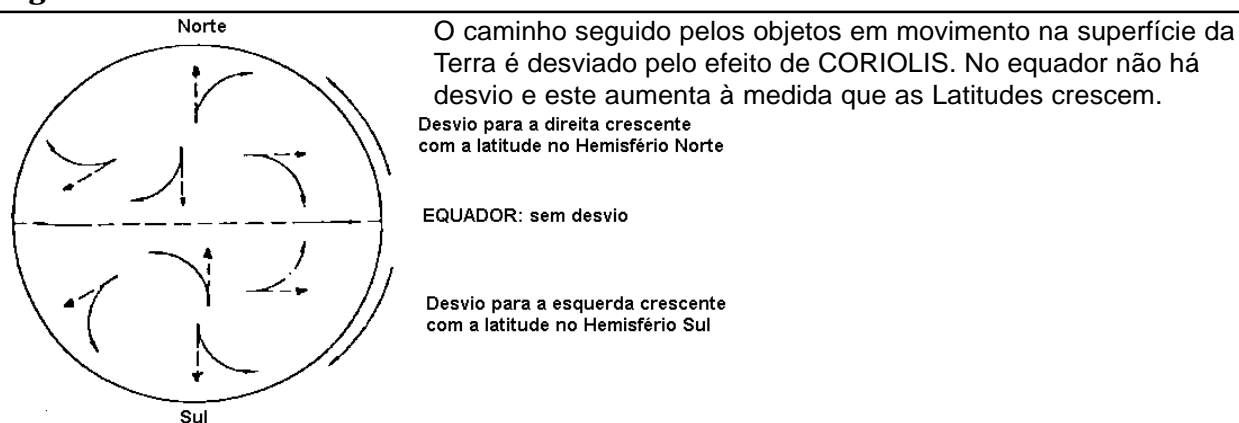
O ar aquecido na zona tórrida desloca-se em altitude para regiões mais afastadas do Equador e passa a resfriar-se, com aumento da densidade. Na altura das latitudes de 30° N e 30° S, o aumento da densidade é tal que o ar mergulha, originando, nessas regiões, zonas permanentes de altas pressões atmosféricas, denominadas CINTURÕES DE ALTA SUBTROPICAL.

Dessas zonas de alta pressão, o ar flui tanto para a zona equatorial (VENTOS ALÍSIOS), como para zonas de baixa pressão situadas em latitudes mais altas. Novamente em virtude do Efeito de Coriolis, que causa 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 de Cinturão de Vento Oeste, ou Oestes Prevalentes (ver Figura 10.19).

Os Pólos constituem **regiões de altas pressões atmosféricas** (ALTAS POLARES), de onde flui o ar para regiões menos frias. Ainda por causa do Efeito de Coriolis (desvio para a direita no Hemisfério Norte e para a Esquerda no Hemisfério Sul), os ventos que sopram dos Pólos para uma região de baixas pressões na altura da latitude de 60° N e 60° S fluem da direção geral Leste, sendo, então, denominados Estes Polares (ver Figura 10.19). A zona de baixa pressão acima citada é conhecida como Frente Polar.

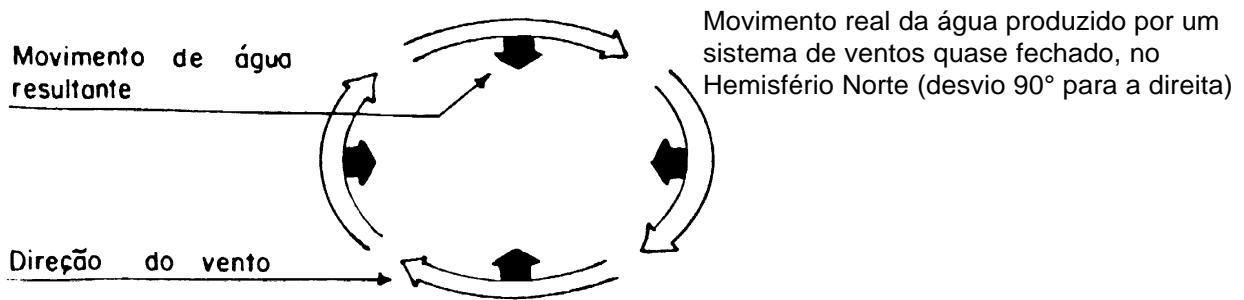
A ação desses **grandes sistemas de vento** sobre os **oceanos** causa uma circulação predominantemente superficial e eminentemente horizontal. O vento, soprando sobre a superfície do mar, põe a água em movimento, em consequência do efeito de fricção no meio fluido (arrastamento sobre as camadas superficiais do mar). A direção do movimento da água no oceano não é aquela do vento. A **rotação** da Terra origina a **força de Coriolis**, em consequência da qual as correntes geradas pelo vento na camada superficial, por ele afetada, movem-se para a **esquerda do vento**, no Hemisfério Sul, e para a **direita**, no Hemisfério Norte (Figura 10.20). Este desvio de águas superficiais e de blocos de gelo, que percorrem vastas distâncias, representam um papel importante na formação das correntes oceânicas. **A intensidade do desvio depende da velocidade da partícula e de sua latitude, sendo nula no Equador e máxima nos Pólos.** Uma partícula em repouso não é afetada e tampouco uma partícula que se move exatamente na direção Leste- Oeste no Equador.

**Figura 10.20 - Efeito de Coriolis**



A ação do vento significa, também, um transporte da **água da superfície**, 90° para a **direita**, no Hemisfério Norte, e 90° para a **esquerda**, no Hemisfério Sul, em relação à direção para a qual sopra o vento (Figura 10.21).

Figura 10.21 -



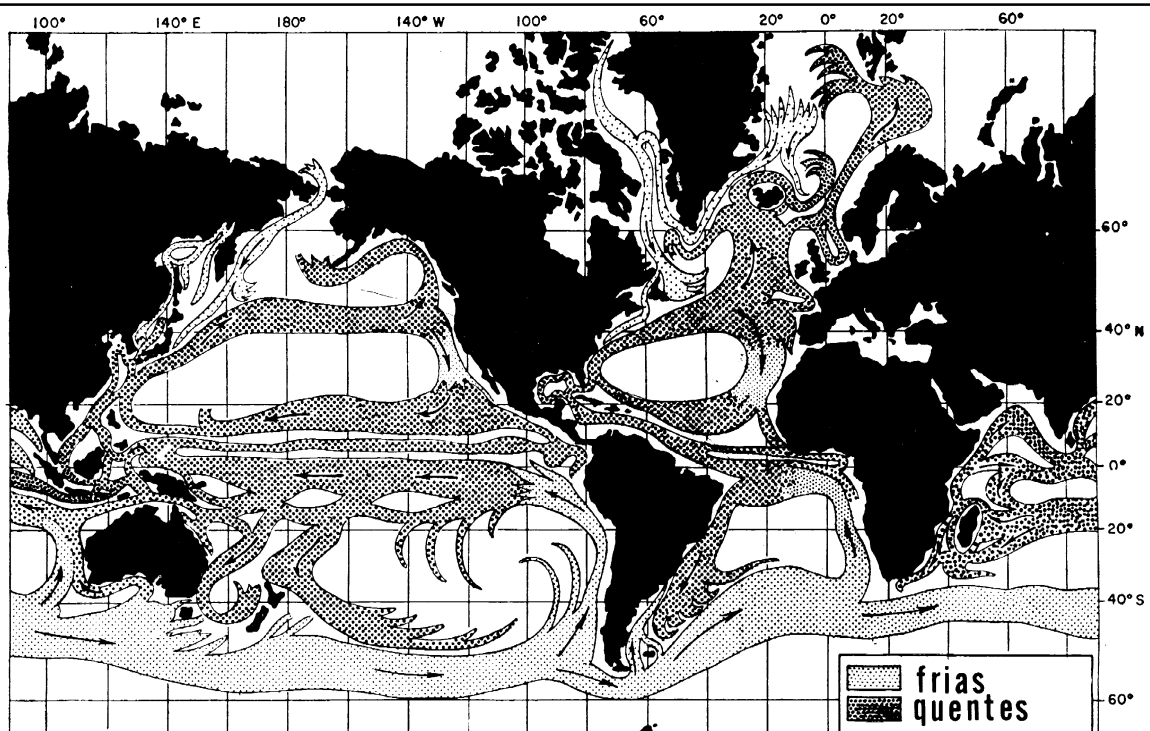
### 10.12.4 EFEITO COMBINADO DA CIRCULAÇÃO TERMOALINA E DA CIRCULAÇÃO GERADA PELO VENTO: CORRENTES OCEÂNICAS

As **correntes oceânicas** constituem, portanto, o resultado do efeito combinado dos **ventos** e das **variações de densidade**. Nos dois casos, os deslocamentos prosseguem muito além da região de origem. Isto obriga, mesmo quando se deseja estudar apenas uma área limitada, a estender o estudo por regiões mais distantes e ampliar o campo das observações.

Os fluxos gerados por estes fenômenos (**ventos** e **variações de densidade** da água do mar) são, ainda, modificados pela **rotação da Terra** (que os desvia), pela **fricção interna do líquido** (que os amortece) e pelos **acidentes geográficos e topografia do fundo** (que restringem seu desenvolvimento).

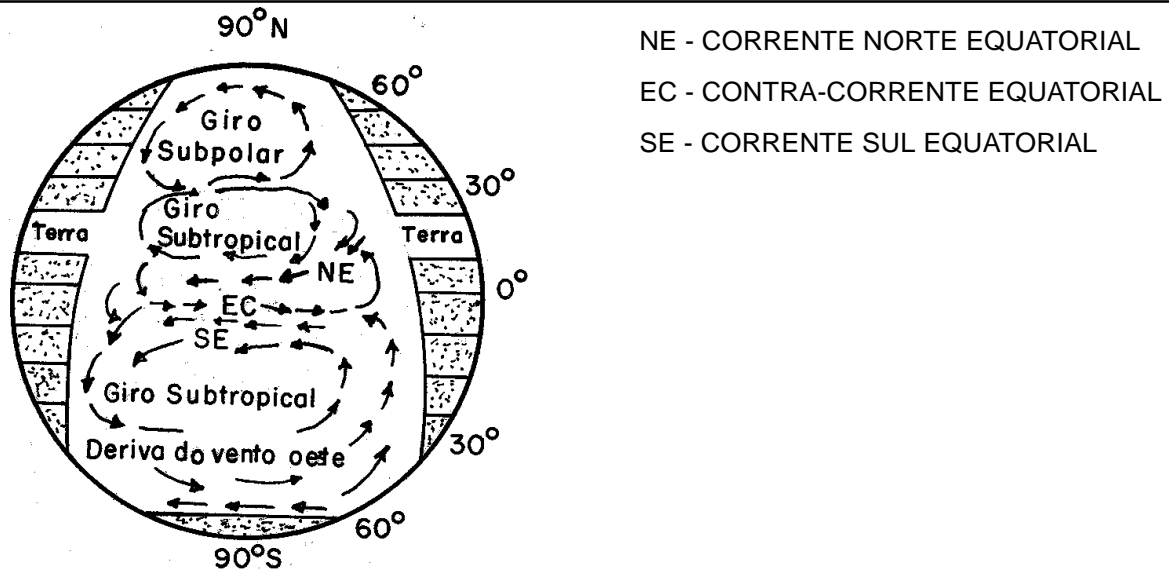
As circulações das grandes áreas oceânicas mostram semelhanças notáveis. Na camada superior, existe circulação no sentido dos ponteiros do relógio, tanto no Atlântico Norte, como no Pacífico Norte; e no sentido oposto (sinistrógiro) no Atlântico Sul, Pacífico Sul e Índico Sul (Figura 10.22).

Figura 10.22 - Principais Correntes Oceânicas



O padrão básico das **correntes oceânicas** é um sistema quase fechado chamado “Giro”. Cada oceano apresenta um grande “**Giro de Correntes**” centrado aproximadamente nas regiões subtropicais (cerca de 30° N e 30° S) de ambos os Hemisférios. No Atlântico Norte e no Pacífico Norte há, também, um “**Giro de Corrente**” de sentido oposto no oceano Subpolar Ártico (centrado aproximadamente nos 50° N / 60° N) conforme mostrado na Figura 10.22(a). No Hemisfério Sul, a grande **Corrente de Deriva Ocidental** (ou **Deriva do Vento Oeste**), que circunda a Antártida, põe em comunicação os sistemas de correntes de cada um dos três oceanos. Não há dúvidas que a continuidade e a simplicidade aparentes da Deriva do Vento Oeste se devem à quase ausência de barreiras terrestres nessas Latitudes.

**Figura 10.22 (a) - Circulação das correntes oceânicas**



No Atlântico Norte e Pacífico Norte, um traço muito notável é a presença de correntes mais estreitas e rápidas no lado Oeste do que no lado Leste, o que é denominado “**intensificação das correntes a oeste**”. É o caso das Correntes de Kuroshio e do Golfo (*Gulf Stream*), onde as águas avançam de 25 a 60 milhas por dia.

O mesmo fenômeno ocorre no Atlântico Sul, no Pacífico Sul e no Índico Sul. Entretanto, a Corrente do Brasil e a Corrente do Leste da Austrália não são tão notáveis como as do Hemisfério Norte. Ademais, no Pacífico Sul, a Oeste a circulação se apresenta complexa e a intensidade pouco definida.

As correntes limítrofes orientais, como a da Califórnia no Pacífico Norte e a das Canárias no Atlântico Norte, são sensivelmente mais fracas que as ocidentais, com cerca de 2 a 4 milhas por dia.

Na região equatorial dos três oceanos existe um sistema de correntes semelhante: uma Corrente Sul–Equatorial fluindo para Oeste sobre o Equador, ou um pouco ao sul, e uma Corrente Norte–Equatorial, na mesma direção, mais ao norte. No Pacífico, as duas correntes (Norte–Equatorial e Sul–Equatorial) são separadas por uma Contracorrente Equatorial, fluindo para Leste, de um lado a outro do oceano. No Atlântico, essa Contracorrente só é importante na parte Leste (Corrente da Guiné). No Índico as três correntes clássicas só aparecem durante certa época do ano, conforme será adiante explicado.

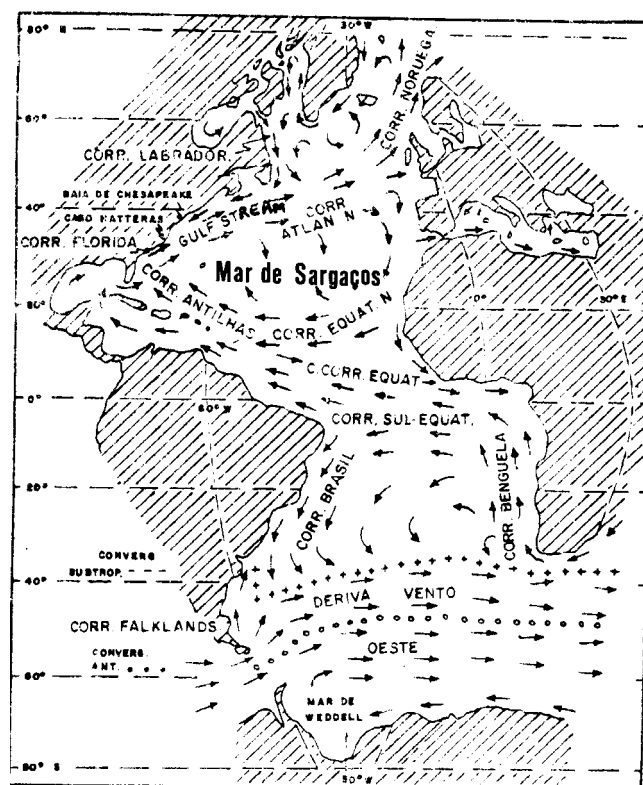
Os Sistemas de Correntes Equatoriais, também chamados “**espinha dorsal da circulação**”, levam os estudiosos a acreditar que os grandes “Giros” ao norte e ao sul são propulsados principalmente pelos Ventos Alísios.

## 10.12.5 PRINCIPAIS CORRENTES OCEÂNICAS

### a. CIRCULAÇÃO SUPERFICIAL NO OCEANO ATLÂNTICO

Na representação esquemática das correntes superficiais no Oceano Atlântico (Figura 10.23) pode-se observar a existência de duas grandes circulações: uma no Atlântico Norte e outra no Atlântico Sul.

**Figura 10.23 - Principais Correntes do Atlântico**



A circulação no Hemisfério Norte apresenta sentido dos ponteiros de um relógio e no Hemisfério Sul acontece exatamente o oposto.

A circulação no Atlântico Norte está dominada pela Corrente Norte Equatorial e o sistema da Corrente do Golfo.

A Corrente Norte Equatorial flui para Oeste, na região dos Ventos Alísios de NE, alimentada pela corrente que, ao largo da costa África, flui com direção SSW (Corrente das Canárias). Unindo-se do lado ocidental a um ramo da Corrente Sul Equatorial que cruza o Equador e dirige-se ao Caribe, com o nome de Corrente das Guianas, torna-se a Corrente das Antilhas.

O sistema da Corrente do Golfo começa com a junção da corrente que atravessa o Estreito de Yucatan e da Corrente

das Antilhas e compreende o transporte de água para o Norte e Leste, desde o Estreito da Flórida, com os diversos ramos e giros do Atlântico Norte-Oriental, estando formado pela Corrente da Flórida, a Corrente do Golfo ("Gulf Stream") e a Corrente do Atlântico Norte.

A Corrente da Flórida se estende para o Norte desde o Estreito da Flórida até o Cabo Hatteras, reforçada pela Corrente das Antilhas, sendo sua velocidade no Estreito da Flórida maior que 1,6 m/s (3 nós) na superfície, como resultado da diferença de nível que existe entre as águas do Golfo do México e as da costa atlântica dos Estado Unidos, devido provavelmente aos efeitos dos ventos alísios.

A Corrente do Golfo propriamente dita ("Gulf Stream") constitui a parte central do Sistema e vai desde o Cabo Hatteras, de onde se afasta da costa no rumo aproximado NE, até cerca de Latitude 45° N, Longitude 045° W, onde começa a ramificar-se. A "Gulf Stream" é muito bem definida e relativamente estreita (por isso, já foi chamada de "um rio dentro do mar"), apresentando uma velocidade na superfície de 1,2 a 1,4 m/s (2,3 a 2,7 nós).

A Corrente do Atlântico Norte inflete para Leste como continuação da Corrente do Golfo, na altura da Latitude 45° N, fechando o "giro da corrente" do Atlântico Norte. Um ramo da Corrente do Atlântico Norte flui na direção geral Nordeste, dividindo-se posteriormente em Corrente da Noruega (ou Deriva do Atlântico Norte) e Corrente de Irminger.

A Corrente da Noruega dirige-se para o Mar da Noruega e depois para o Ártico, bifurcando-se, por sua vez, em dois ramos, um que banha as costas N e W do Spitzbergen e outro que entra no Mar de Barents. A Corrente da Noruega tem uma importância fundamental, tornando o clima no Norte da Europa e na Escandinávia muito menos frio que o clima das regiões de mesma Latitude do outro lado do Oceano (Groenlândia e Norte do Canadá), banhadas por correntes frias.

A Corrente de Irminger flui para Oeste, pelo Sul da Islândia.

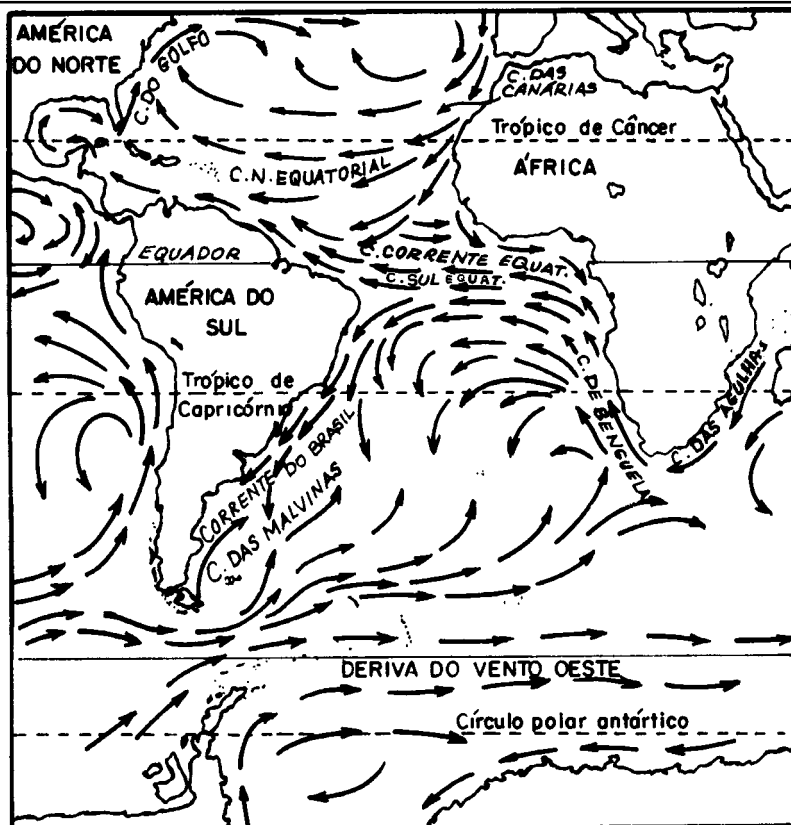
Proveniente do Ártico, flui na direção Sul, do largo da costa E groenlandesa, a Corrente Oriental da Groenlândia, de águas frias. A W da Groenlândia, a Corrente Ocidental da Groenlândia, de águas relativamente mais quentes, corre para o N, entrando na Baía de Baffin, quando suas águas se resfriam e retornam para o S, em conjunto com outras águas árticas, como a Corrente do Labrador, de águas frias, que circula para o Sul, ao largo da costa americana.

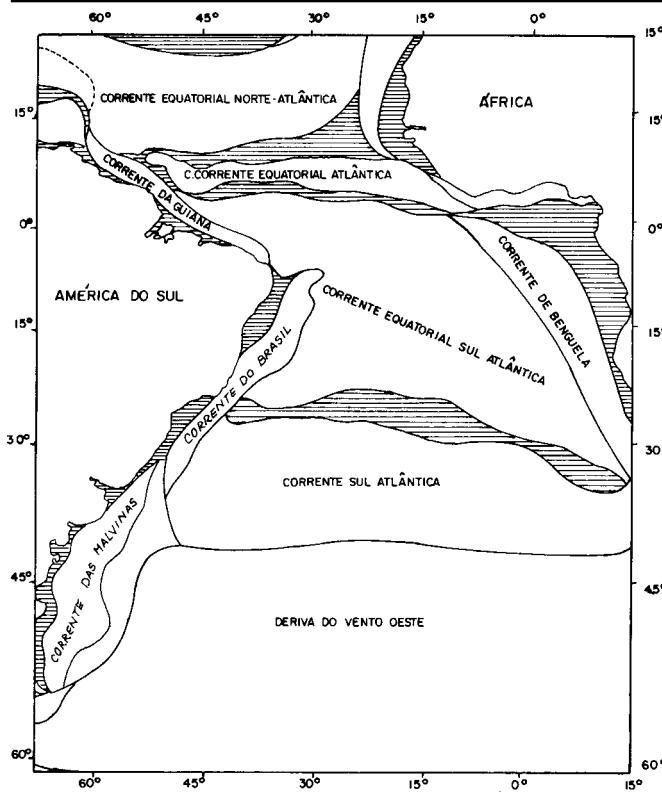
Os “giros de corrente” do Atlântico Norte e do Atlântico Sul são separados por uma Contracorrente Equatorial, que corre para Leste e se une a uma corrente que banha a costa da África, desde o Cabo Verde para o Sul e Leste, penetrando no Golfo da Guiné (sendo, por isso, denominada Corrente da Guiné).

Esta Contracorrente Equatorial é mantida em circulação na região das calmas equatoriais devido ao maior nível da superfície do Atlântico Equatorial na parte ocidental do Oceano, em virtude do empilhamento de água originado pelos ventos alísios.

A circulação superficial no Atlântico Sul está compreendida entre a Zona Equatorial e a Convergência Subtropical. Recebe variadas denominações, segundo a região geográfica por ela percorrida (Figuras 10.24 e 10.25).

**Figura 10.24 - As correntes superficiais do Atlântico Sul**



**Figura 10.25 - Esquema das principais correntes do Atlântico Sul**

A ação dos ventos Alísios de Sueste é a principal responsável pelo giro Sul-Atlântico. Por atrito, os ventos impulsionam as águas para Oeste, formando a Corrente Sul-Equatorial. Embora uma pequena parcela desta corrente passe para o Hemisfério Norte, com o nome de Corrente das Guianas, o grosso inflêta para o sul e segue em uma direção aproximadamente longitudinal (N-S), até uma latitude de cerca de 40° S. Quando ela começa a seguir em seu rumo longitudinal, toma o nome de Corrente do Brasil.

Ao Sul do continente sul-americano, a Corrente do Brasil inflêta para Leste, como parte da Corrente Sul-Atlântica e da Deriva do Vento Oeste, e suas águas atravessam o Atlântico até à África. Junto à costa africana, volta-se para o Norte, indo constituir a Corrente de Benguela.

Uma das características da Corrente do Brasil é ser uma corrente quente e salina, pois provém das regiões equatorial e tropical. Já a Corrente de Benguela é fria e menos salina, devido à contribuição das águas da região subantártica.

A Corrente das Malvinas (Falkland) também tem grande importância no Sudoeste do Atlântico Sul. A Corrente das Malvinas segue próximo ao continente, procedente da região subantártica, afastando para o largo a Corrente do Brasil, até uma latitude de 30° S ou 25° S.

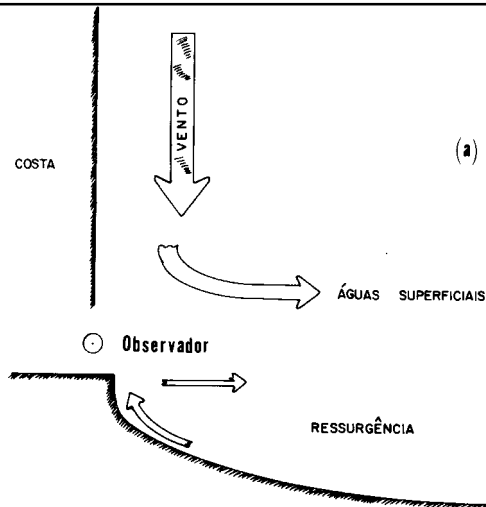
Por vezes, embora não constituam propriamente correntes, podemos encontrar alguns setores mais frios e menos salinos, em latitudes relativamente mais baixas, nas proximidades do litoral brasileiro. Tais setores correspondem a afloramentos de água subsuperficial proveniente da Antártica, e são bem caracterizados no verão, na região próxima ao Cabo Frio.

Na Figura 10.25 estão representados os domínios das principais correntes no Atlântico Sul, do Equador a 60° de latitude Sul. As áreas tracejadas são aquelas onde os fluxos são menos definidos, mais variáveis ou caracterizados pela insuficiência de dados.

## 10.12.6 OUTROS FENÔMENOS ASSOCIADOS ÀS CORRENTES OCEÂNICAS

O transporte de água induzido pelo vento desempenha um importante papel na circulação oceânica superficial. Além das correntes, amplos movimentos horizontais das águas, os ventos causam, em determinadas regiões, movimentos verticais de água, que podem ser ascendentes ou descendentes. A emersão ou submersão de águas costeiras é freqüente nas zonas onde os ventos dominantes sopram paralelamente à costa. O vento põe em movimento as águas superficiais. A direção do movimento depende do Hemisfério e da direção do vento (Figuras 10.33 e 10.34).

**Figura 10.33 (a) - Ressurgência no Hemisfério Sul**



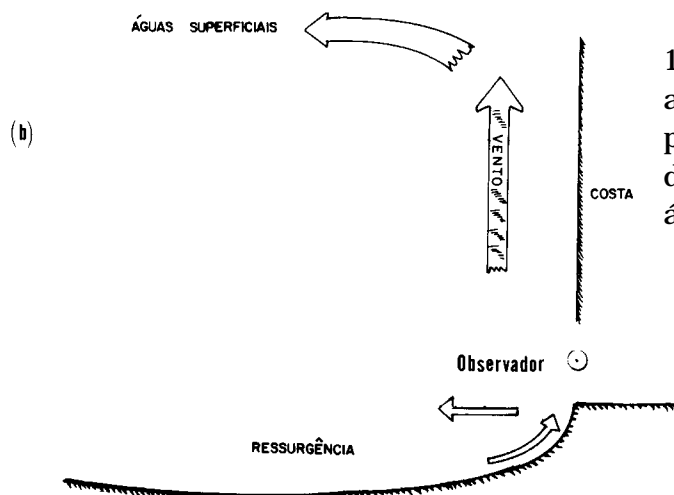
Na Figura 10.33 (a), o vento soprando paralelo à costa, na direção do observador, causará, no **Hemisfério Sul**, um transporte das **águas superficiais** 90° para a **esquerda** da direção para onde sopra o vento. Assim, o movimento superficial resultante induzido pelo vento dirige-se para o mar, fazendo com que ascenda água sub-superficial perto da costa.

Esta lenta corrente ascendente, originária de 100 a 200m de profundidade, chama-se "RESSURGÊNCIA". As correntes ascendentes costeiras são comuns nas

costas ocidentais de todos os continentes. Os movimentos verticais da água levam à superfície do mar substâncias que favorecem o desenvolvimento abundante de fitoplâncton, por isso as zonas de ascensão de águas podem alimentar grandes populações de peixes.

O vento NE, que sopra ao longo do litoral brasileiro, faz com que, na região de **Cabo Frio**, por sua conformação, as águas superficiais sejam impulsionadas para alto-mar. Como resultado, as águas mais frias do fundo, ricas em sais nutrientes, ascendem à superfície, fertilizando a região, num fenômeno típico de **ressurgência**.

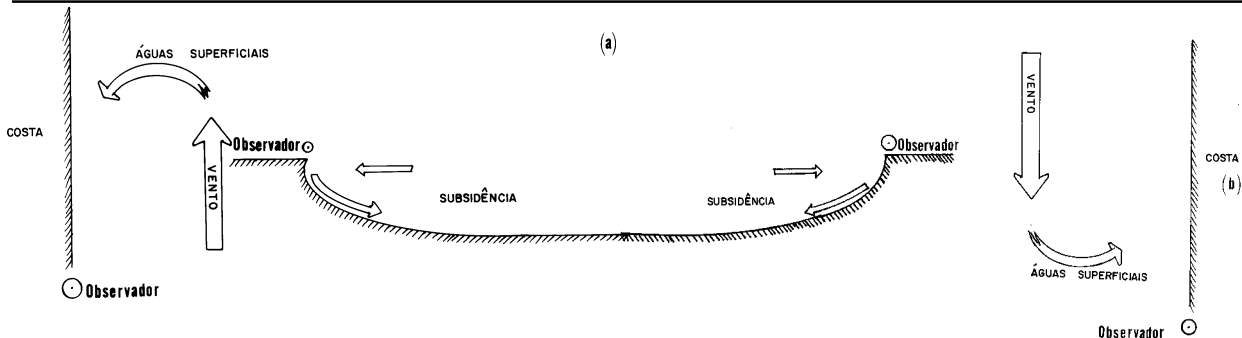
**Figura 10.33 (b) - Ressurgência no Hemisfério Sul**



Na situação mostrada na Figura 10.33 (b), o vento soprando paralelo à costa, afastando-se do observador, também produziria, no Hemisfério Sul, afastamento das águas superficiais e **ressurgência** das águas sub-superficiais ricas.

Quando os movimentos da água induzidos pelo vento são em direção à costa, produzem-se movimentos de submersão das águas superficiais e o fenômeno denomina-se subsidência, conforme mostrado nas Figuras 10.34 (a) e (b), para o Hemisfério Sul.

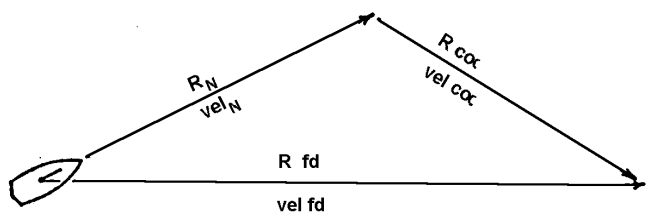
**Figura 10.34 - Subsidência no Hemisfério Sul**



### 10.12.7 INFORMAÇÕES SOBRE CORRENTES OCEÂNICAS

Um navio que mantém um rumo, seguindo a agulha de governo, e uma velocidade fixa, estabelecida por um regime constante de rotações do hélice, não se deslocará necessariamente sobre o rumo e a velocidade ordenados. Um dos motivos que afetam o movimento do navio é a existência de **Correntes Oceânicas Superficiais**, que se adicionarão naturalmente ao deslocamento esperado pelo navio, resultando uma discrepância entre o **rumo e velocidade em relação à superfície** e o **rumo e velocidade em relação ao fundo** (Figura 10.35). Haverá, assim, um “abatimento” e um “caimento” e o navio poderá estar em “avanço” ou “atraso”, conforme estudado no Capítulo que abordou a Navegação Estimada.

**Figura 10.35 -**



Desta forma, torna-se importante para o navegante o conhecimento antecipado dos **elementos da corrente** ( $R_{cor}$  e  $vel_{cor}$ ), a fim de levá-los em consideração no **planejamento** e na **execução da derrota**.

Para a camada superficial, de umas poucas dezenas de metros, existe um bom acervo de informações sobre correntes em grande parte dos oceanos. As informações provêm não só do tráfego marítimo regular, como também de pesquisas oceanográficas. Nas campanhas oceanográficas utilizam-se correntômetros e correntógrafos de vários tipos, para determinação precisa dos elementos das correntes. Além disso, modernamente, determinam-se os elementos das correntes oceânicas por sensoriamento remoto, através do acompanhamento, por satélites, de bóias de deriva e outros tipos de derivadores.

Os Serviços Oceanográficos de vários países passaram a coletar sistematicamente todas essas informações e publicar documentos de fácil consulta pelo navegante: As **Cartas-Piloto** referentes aos vários oceanos. Hoje dispõe-se de um conhecimento razoável da circulação superficial de grande parte dos oceanos. Este conhecimento é substancial e minucioso nas regiões muito freqüentadas por navios, como as principais rotas comerciais do Atlântico e do Pacífico Norte, mas escassa em outras regiões, como o Pacífico Sul Oriental e o Índico Sul.

Ademais, as **correntes variáveis**, como as correntes das monções, do Oceano Índico, não estão bem definidas, mesmo com todas as observações já realizadas. Há necessidade que se estude melhor as condições do Oceano Índico, em determinadas regiões, para se verificar a extensão das mudanças produzidas pelas variações locais do vento, do regime das **monções**.

A Diretoria de Hidrografia e Navegação da MB edita o **Atlas de Cartas-Piloto** referente ao **Atlântico Sul Ocidental**. O *Oceanographic Office* dos Estados Unidos da América publica as *Pilot Charts* relativas aos diversos oceanos.

As **Cartas-Piloto**, preparadas uma para cada mês, apresentam, além de diversas outras informações meteorológicas, oceanográficas e geofísicas de interesse para a navegação, os elementos das **correntes oceânicas superficiais** para diversos locais das áreas nelas representadas. A **direção** (ou **rumo**) **da corrente** é indicada por uma seta e a **velocidade média**, em nós, é impressa ao lado da seta que representa a direção.

Além das **Cartas-Piloto**, algumas **Cartas Náuticas** também indicam, ou informam (em Notas de Precaução), os elementos das **correntes oceânicas de superfície**. Ademais, os **Roteiros** também constituem fontes de informações valiosas sobre as **correntes oceânicas**, devendo ser sempre consultados pelos navegantes.

Os **Roteiros** publicados pela DHN incluem, para cada trecho de costa descrito, uma seção intitulada MARÉS E CORRENTES, onde são apresentadas as principais informações sobre os referidos assuntos.

Reproduz-se abaixo, como exemplo, as informações sobre correntes fornecidas pelo ROTEIRO-COSTA LESTE para o trecho "DO PORTO DE VITÓRIA AO CABO FRIO:

### CORRENTES

A corrente ao largo tem a direção geral SW, como velocidade máxima de 1 nó.

Nas proximidades do Cabo de São Tomé:

- a velocidade da corrente aumenta com a aproximação da costa;
- com vento de NE a corrente tem a direção S, junto à costa, e SW ou WSW, mais ao largo, com 0,8 nó ou mais, dependendo da força do vento;
- ventos frescos de SE e S podem anular a corrente; e
- tem-se observado, em algumas ocasiões, uma contracorrente para SW que vai ao encontro do cabo de São Tomé com vento fresco de NE.

Ao largo do Cabo Frio, ventos de NE geram corrente para SW e ventos de SW geram corrente para NE, em ambos os casos com velocidade de 0,5 nó a 1,5 nó, sendo comum estas correntes precederem os ventos.

Próximo ao Cabo Frio, ventos do S geram corrente para o N e ventos de NE geram corrente para W. Uma contracorrente em direção à ilha do Cabo Frio é sentida até 10 milhas a W da ilha, sendo de maior intensidade de setembro a dezembro.

## 42.1 ESTUDO SOBRE ONDAS

### a. FORMAÇÃO, CARACTERÍSTICAS E PROPAGAÇÃO DAS ONDAS

Embora seja um dos fenômenos naturais que mais afetam o movimento do navio, as **ondas** são, normalmente, muito pouco conhecidas pelos navegantes.

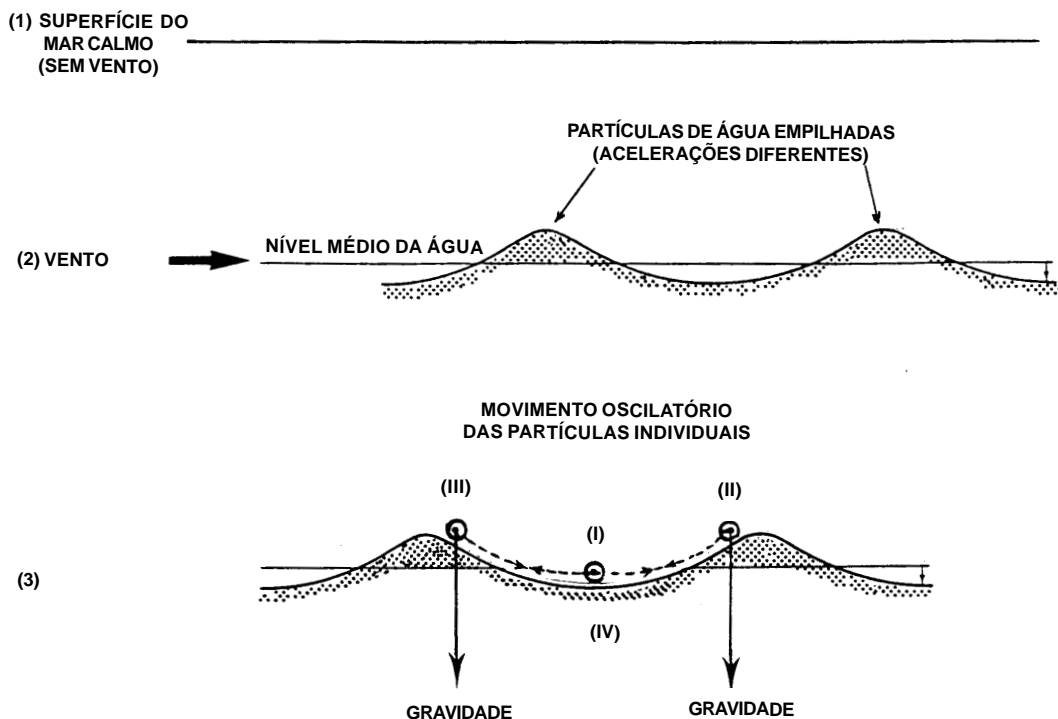
Quando o vento sopra, o atrito do ar contra a superfície da água tende a arrastar as partículas de água com ele, ou seja, a corrente de ar começa a atuar sobre a superfície do mar e acelera as partículas na superfície. Quando essas partículas começam a mover-se, elas empilham-se, ou amontoam-se, em determinadas áreas avante, em virtude de as partículas nessas áreas não terem, ainda, sido aceleradas. Estas partículas amontoadas formam as **cristas** das ondas.

Então, as partículas individuais de água que vêm atrás logo encontram seu movimento obstruído por uma massa de partículas empilhadas e, assim, o movimento da partícula individual é revertido, quando a força gravitacional resultante do empilhamento ultrapassa a ação do vento.

Posteriormente, após a pilha inicial de partículas de água ter-se movido para diante, o movimento das partículas individuais de água é novamente revertido, pela frente da pilha que se segue. As pilhas de partículas de água, ou ondas, formadas pela ação do vento movem-se, assim, rapidamente através da superfície da água.

Entretanto, o movimento das partículas individuais de água nas ondas é um movimento oscilatório, devido à ação da gravidade, conforme elas estão, alternadamente, na parte frontal ou na parte de ré de uma onda (ver a figura 42.1).

**Figura 42.1 – Formação das Ondas**

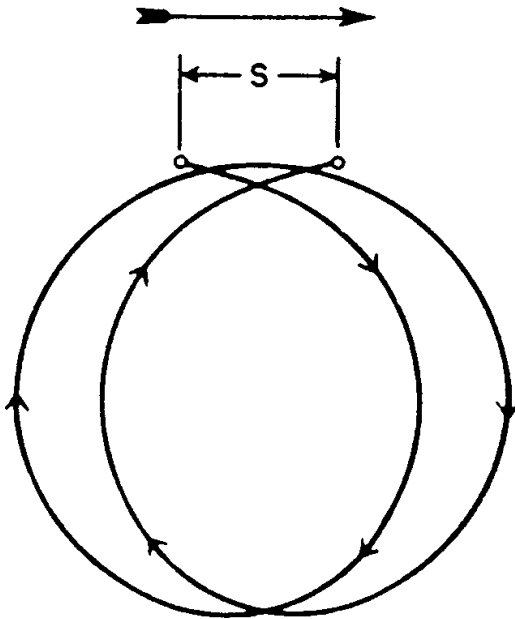


Assim, como mostrado na figura 42.1, uma partícula de água na superfície do oceano descreve uma órbita quase circular à medida que uma onda passa, mas desloca-se muito pouco na direção do movimento da onda. A onda que normalmente produz esta ação é denominada **onda oscilatória**. Conforme a **crista** passa, a partícula desloca-se para vante, dando à água uma aparência de estar se movendo com a onda. Quando o **cavado** passa, o movimento é na direção oposta. O raio da órbita circular diminui com a redução da profundidade, aproximando-se de zero em uma profundidade igual a cerca de meio comprimento de onda. Em águas mais rasas, as órbitas das partículas tornam-se mais elípticas e, em águas muito rasas, como nas proximidades de uma praia, o movimento oscilatório das partículas desaparece quase que completamente.

Como a velocidade na parte superior da órbita é maior que na parte inferior, a partícula de água não se encontrará exatamente na sua posição original após a passagem de uma onda, mas terá se deslocado ligeiramente na direção do movimento. Entretanto, como este avanço é pequeno em relação ao deslocamento vertical (ver a figura 42.2), um objeto flutuante é elevado e abaixado sucessivamente pela passagem de uma onda, mas move-se pouco com referência à sua posição original. Se isto não ocorresse, uma embarcação com baixa velocidade não poderia mover-se contra um trem de ondas.

Enquanto o vento sopra, as ondas resultantes são denominadas de **vagas**. Quando o vento pára, ou muda de direção, as ondas que continuam, sem relação com os ventos locais, são denominadas de **marulho**, ou **ondulação**. Então, as **vagas** são as ondas formadas pela ação local do vento que sopra em uma determinada área. As **vagas** têm cristas íngremes, as alturas são algo irregulares e variáveis, e os comprimentos são mais curtos. Além disso, pode ser observada a existência de ondas menores superpostas a outras maiores, dando a impressão de cristas e cavados duplos.

**Figura 42.2 - Movimento Orbital e Deslocamento (S) de uma Partícula de Superfície, em Água Profunda, Durante dois Períodos Sucessivos de Onda**



À medida que as **vagas** se afastam de seu local de origem, propagando-se a regiões distantes, onde não mais se fazem sentir os efeitos do vento que as gerou, suas características vão se modificando, atenuando-se vagarosamente. Denominam-se, nesse caso, **marulho**, ou ondulação. O **marulho** tem cristas mais compridas, o sentido de sua propagação é mais constante e as alturas são menores que as das vagas originais. Ademais, os períodos e os comprimentos de onda do marulho são sensivelmente constantes, com maior regularidade que as vagas.

Diferentemente dos ventos e das correntes, as **ondas** não são defletidas de modo apreciável pela rotação da Terra (efeito de

Coriolis), deslocando-se aproximadamente na direção para a qual sopra o vento que as gera. Quando este vento cessa, o atrito e o espalhamento causam uma redução na altura das ondas (atenuação), conforme elas se deslocam através da superfície do mar. Entretanto, esta redução se processa tão lentamente que o **marulho** continua por longas distâncias, ou até alcançar alguma obstrução, como uma costa ou ilha.

As ondas oceânicas têm uma forma muito próxima de um **ciclóide** invertido, a figura descrita por um ponto fixo situado na borda interior de uma circunferência (roda) que rola sem deslizar, sobre uma superfície plana. Esta forma é mostrada na figura 42.3. As partes mais altas das ondas são denominadas **cristas**; as partes mais baixas entre cristas são chamadas de **cavados**. Como as **cristas** são mais íngremes e estreitas que os **cavados**, o nível médio da água (**nível de repouso**, ou "still water level") é um pouco mais baixo que a metade (média) entre a **crista** e o **cavado**. A distância vertical entre uma **crista** e um **cavado** consecutivo é denominada de **altura** da onda (**H**, na figura 42.3). A distância horizontal entre duas cristas sucessivas, medida na direção do movimento da onda, é denominada de **comprimento** da onda (**L**, na figura 42.3). O intervalo de tempo entre a passagem de duas cristas consecutivas por um ponto fixo é chamado de **período** da onda (**T**).

**Figura 42.3 - Forma de uma Onda Típica**



A **altura** da onda, seu **comprimento** e **período** dependem, em águas profundas, principalmente da **velocidade do vento**, da **duração** (tempo durante o qual sopra o vento) e da **pista** (distância em linha reta, na direção em que sopra o vento). As ondas propagam-se no mar com uma velocidade que é, às vezes, muito grande. Isto não significa, como vimos, que as partículas de água estejam submetidas a mudanças de posição significativas. A onda avança com certa velocidade, mas, na realidade, não é a massa que se propaga, mas sim a energia, ou seja, a deformação (alteração) da superfície do mar.

Essa é a velocidade de propagação, ou a **celeridade** de uma onda (**C**), isto é, a velocidade com que uma crista, ou um cavado, se propaga no mar.

Além do movimento oscilatório das partículas e da propagação das ondas, a massa de água tem um movimento, denominado de corrente de superfície, causado pelo vento. Assim, numa situação típica:

- O vento pode estar soprando a 30 nós;
- as ondas movendo-se, na direção do vento, com uma velocidade de propagação de 20 nós;
- as partículas individuais de água na superfície movendo-se AV e AR (movimento oscilatório) num total de 1,5 metro; e
- uma corrente média de superfície, devida ao vento, fluindo com 2 nós.

Normalmente:

- Quanto mais forte o vento, mais altas serão as ondas;
- quanto mais altas as ondas, mais rápido elas se moverão (maior celeridade ou velocidade de propagação), porque as partículas individuais de água serão carregadas mais alto e alcançarão uma velocidade maior, como resultado da maior distância para acelerar seu movimento;
- quanto mais altas as ondas, maior a distância entre duas cristas sucessivas (isto é, maior o comprimento das ondas); e
- quanto maior for o comprimento das ondas, maior será o seu período (tempo, em segundos, entre a passagem de duas cristas sucessivas, tomado de um **ponto fixo**).

Então, à medida que o vento aumenta, podem-se esperar:

- ONDAS MAIS RÁPIDAS;
- ONDAS MAIS COMPRIDAS;
- ONDAS DE MAIOR PERÍODO; e
- ONDAS MAIS ALTAS.

Depois que o vento começa a soprar, decorre um tempo considerável para que um sistema de ondas seja formado e, por causa do movimento das ondas, é requerida, também, uma distância apreciável. As ondas mais altas para uma velocidade de vento são encontradas quando o vento sopra por vários dias, numa pista de centenas de milhas de águas profundas e desobstruídas.

Nas águas profundas, em mar aberto, as dimensões das ondas dependem diretamente da força do vento. São as chamadas ondas oceânicas. Em alto mar, onde não houver restrição de profundidade, as ondas se sucedem com relativa regularidade, mesmo admitindo a superposição ocasional de ondas. Em águas rasas, entretanto, as ondas são deformadas, e tornam-se irregulares, principalmente nas proximidades da costa.

Conforme citado, as ondas dependem de três fatores:

- INTENSIDADE OU FORÇA DO VENTO;
- PISTA; e
- DURAÇÃO DO VENTO.

A intensidade do vento será sempre fator decisivo no estado do mar. A pista e a duração só agem no início do processo, como fatores de limitação. A pista só influi no estado do mar enquanto pequena; se aumentarmos a pista indefinidamente, as ondas irão crescendo até uma determinada altura, a partir da qual o aumento da pista deixa de ter influência. Da mesma forma também atua a duração: se aumentarmos o tempo em

que sopra um vento de determinada intensidade, o mar irá crescendo até uma certa altura, a partir da qual se estabiliza. **Mar completamente desenvolvido** é aquele em que a pista e a duração são tão grandes que já deixam de ter influência e o tamanho das ondas é função apenas da intensidade do vento.

**Figura 42.4 - Influência da Força, Pista e Duração do Vento sobre a Altura e o Período das Ondas**

PISTA MILHAS NAUTICAS	FORÇA DO VENTO (INTENSIDADE) - ESCALA BEAUFORT											PISTA MILHAS NAUTICAS																
	3 (7 a 10 NÓS)			4 (11 a 16 NÓS)			5 (17 a 21 NÓS)			6 (22 a 27 NÓS)			7 (28 a 33 NÓS)			8 (34 a 40 NÓS)			9 (41 a 47 NÓS)			10 (48 a 55 NÓS)			11 (56 a 63 NÓS)			
	T (horas)	H (m)	P (seg)	T (horas)	H (m)	P (seg)	T (horas)	H (m)	P (seg)	T (horas)	H (m)		P (seg)	T (horas)	H (m)	P (seg)	T (horas)	H (m)	P (seg)	T (horas)	H (m)	P (seg)	T (horas)	H (m)	P (seg)	T (horas)	H (m)	P (seg)
10	4.4	0.5	2.1	3.7	0.8	2.9	3.2	1.1	2.8	2.7	1.5	3.1	2.5	1.8	3.4	2.3	2.2	3.9	2.0	2.4	4.1	1.9	3.0	4.2	1.8	3.0	5.0	10
20	7.1	0.6	2.5	6.2	1.0	2.9	5.4	1.5	3.3	4.7	2.1	3.8	4.2	2.6	4.3	3.9	3.0	4.4	3.5	3.7	5.0	3.2	4.3	5.2	3.0	4.9	5.9	20
30	9.8	0.6	2.8	8.3	1.2	3.3	7.2	1.8	3.7	6.2	2.4	4.2	5.8	3.0	4.6	5.2	3.7	5.0	4.7	4.8	5.5	4.4	5.5	6.0	4.1	6.0	6.3	30
40	12.0	0.6	3.0	10.3	1.3	3.6	8.9	1.9	4.1	7.8	2.7	4.6	7.1	3.4	4.9	6.5	4.3	5.4	5.8	5.4	5.9	5.4	6.4	6.3	5.1	6.9	6.7	40
50	14.0	0.6	3.2	12.4	1.3	3.8	11.0	2.0	4.4	9.1	3.0	4.8	8.4	3.7	5.2	7.7	4.8	5.6	6.9	6.0	6.3	6.4	7.0	6.7	6.1	7.6	7.1	50
60	16.0	0.6	3.5	14.0	1.3	4.0	12.0	2.1	4.6	10.2	3.1	5.1	9.6	4.0	5.5	8.7	5.2	6.0	8.0	6.4	6.5	7.4	7.6	7.0	7.0	8.4	7.5	60
70	18.0	0.6	3.7	15.8	1.3	4.1	13.5	2.1	4.8	11.9	3.3	5.4	10.5	4.2	5.7	9.9	5.5	6.4	9.0	6.9	6.8	8.3	8.1	7.3	7.8	9.0	7.7	70
80	20.0	0.6	3.8	17.0	1.3	4.2	15.0	2.2	4.9	13.0	3.4	5.6	12.0	4.4	6.0	11.0	5.8	6.6	10.0	7.3	7.1	9.3	8.5	7.7	8.6	9.6	7.9	80
90	23.6	0.6	3.9	18.8	1.3	4.3	16.5	2.2	5.1	14.1	3.4	5.8	13.0	4.6	6.3	12.0	6.1	6.7	11.0	7.6	7.2	10.2	9.1	7.9	9.5	10.4	8.2	90
100	27.1	0.6	4.0	20.0	1.3	4.4	17.5	2.2	5.3	15.1	3.5	6.0	14.0	4.7	6.5	12.8	6.3	6.9	11.9	8.1	7.6	11.0	9.8	8.1	10.3	10.7	8.5	100
120	31.1	0.6	4.2	22.4	1.3	4.7	20.0	2.4	5.4	17.0	3.6	6.2	15.9	4.9	6.7	14.5	6.6	7.3	13.1	8.4	7.9	12.3	10.2	8.4	11.5	11.4	8.8	120
140	36.6	0.6	4.5	25.8	1.3	4.9	22.5	2.4	5.8	19.1	3.6	6.4	17.6	5.0	7.0	16.0	6.7	7.6	14.8	8.8	8.3	13.9	10.8	8.8	13.0	12.2	9.2	140
160	43.2	0.6	4.9	28.4	1.3	5.2	24.3	2.4	6.0	21.1	3.7	6.6	19.5	5.0	7.3	18.0	7.0	8.0	16.4	9.3	8.7	15.1	11.3	9.1	14.5	12.9	9.6	160
180	50.0	0.6	4.9	30.9	1.3	5.4	27.0	2.4	6.2	23.1	3.7	6.8	21.3	5.2	7.5	19.9	7.2	8.3	18.0	9.6	9.0	16.5	11.7	9.5	16.0	13.5	10.0	180
200	33.5	1.3	5.6	29.0	2.4	6.4	25.4	3.7	7.1	23.1	5.3	7.7	21.5	7.2	8.5	19.3	9.9	9.2	18.1	12.2	9.8	17.1	14.0	10.3	20.0	14.0	10.3	200
240	39.2	1.4	5.8	31.1	2.4	6.6	27.2	3.8	7.2	25.0	5.5	8.0	22.9	7.3	8.8	20.9	10.4	9.6	19.1	12.6	10.1	18.2	14.5	10.6	22.0	14.5	10.6	240
260	41.9	1.4	6.0	34.9	2.4	6.9	30.5	3.8	7.5	28.0	5.5	8.4	26.0	7.6	9.2	23.5	10.5	9.8	20.5	13.1	10.3	19.5	14.9	10.8	24.0	15.1	11.1	260
280	44.5	1.4	6.2	36.8	2.4	7.0	32.4	3.9	7.8	29.5	5.5	8.5	27.7	7.6	9.4	25.0	10.7	10.2	23.0	13.7	10.9	22.0	15.7	11.3	28.0	16.2	11.6	300
300	47.0	1.4	6.3	38.5	2.4	7.1	34.1	4.0	8.0	31.5	5.5	8.7	29.0	7.6	9.5	26.3	10.8	10.4	24.3	13.7	11.1	23.2	16.2	11.6	30.0	16.5	11.8	320
320	40.5	2.4	7.2	36.0	4.1	8.2	33.0	5.5	8.9	30.2	7.6	9.6	27.6	10.8	10.6	25.5	13.9	11.2	24.5	12.9	9.6	16.0	13.0	10.0	18.0	14.0	11.4	340
340	42.4	2.4	7.3	37.6	4.1	8.3	34.2	5.5	9.0	31.6	7.6	9.8	29.0	11.0	10.8	26.7	14.0	11.4	25.5	16.8	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	340
360	44.2	2.4	7.4	38.8	4.1	8.4	35.7	5.5	9.1	33.0	7.6	9.9	30.0	11.1	10.9	27.7	14.2	11.6	26.6	16.8	12.2	12.2	12.2	12.2	12.2	12.2	12.2	360
380	46.1	2.4	7.5	40.2	4.1	8.5	37.1	5.6	9.3	34.2	7.8	10.0	31.3	11.3	11.1	29.1	14.3	11.8	27.7	16.9	12.4	12.4	12.4	12.4	12.4	12.4	12.4	380
400	48.0	2.4	7.7	42.2	4.1	8.6	38.8	5.6	9.5	35.6	7.9	10.2	32.5	11.3	11.2	30.2	14.5	12.0	28.9	17.1	12.6	12.6	12.6	12.6	12.6	12.6	12.6	400
420	50.0	2.4	7.8	43.5	4.2	8.7	40.0	5.7	9.6	36.9	8.1	10.3	33.7	11.4	11.4	31.5	14.5	12.2	29.6	17.2	12.7	12.7	12.7	12.7	12.7	12.7	12.7	420
440	52.0	2.4	7.9	44.7	4.2	8.8	41.3	5.7	9.7	38.1	8.2	10.4	34.8	11.4	11.5	32.5	14.6	12.3	30.9	17.3	12.9	12.9	12.9	12.9	12.9	12.9	12.9	440
460	54.0	2.4	8.0	46.2	4.2	8.9	42.8	5.8	9.8	39.5	8.4	10.6	36.0	11.4	11.7	33.5	14.8	12.5	31.8	17.5	13.1	13.1	13.1	13.1	13.1	13.1	13.1	460
480	56.0	2.4	8.1	47.8	4.2	9.0	44.0	5.8	9.9	41.0	8.4	10.8	37.0	11.4	11.8	34.5	14.9	12.6	32.7	17.5	13.2	13.2	13.2	13.2	13.2	13.2	13.2	480
500	58.0	2.4	8.2	49.2	4.2	9.1	45.5	5.8	10.1	42.1	8.4	10.9	38.3	11.6	11.9	35.5	14.9	12.7	33.9	17.7	13.4	13.4	13.4	13.4	13.4	13.4	13.4	500
550	53.0	4.2	9.3	48.5	5.9	10.3	44.9	8.4	11.1	41.0	11.7	12.2	38.2	15.2	13.0	36.5	18.0	13.7	35.0	18.3	14.0	14.0	14.0	14.0	14.0	14.0	14.0	550
600	56.3	4.2	9.5	51.8	6.0	10.5	47.7	8.4	11.3	43.6	11.9	12.5	40.3	15.2	13.3	38.7	18.3	14.0	36.0	18.3	14.0	14.0	14.0	14.0	14.0	14.0	14.0	600
650	55.0	6.0	10.7	50.3	8.4	11.6	46.4	12.0	12.8	43.0	15.2	13.7	41.0	18.3	14.2	40.0	18.3	14.2	37.0	18.3	14.2	14.2	14.2	14.2	14.2	14.2	14.2	650
700	58.5	6.0	11.0	53.2	8.4	11.8	49.0	12.2	13.1	45.4	15.4	14.0	43.5	18.4	14.5	41.5	18.4	14.5	38.5	18.4	14.5	14.5	14.5	14.5	14.5	14.5	14.5	700
800	59.2	8.4	12.3	53.8	12.2	13.5	50.6	15.7	14.5	47.8	18.7	15.0	48.0	18.7	15.0	48.0	18.7	15.0	45.0	18.7	15.0	15.0	15.0	15.0	15.0	15.0	15.0	800
900	58.2	12.2	14.0	54.6	15.8	14.9	52.0	19.0	15.5	50.0	19.0	15.5	50.0	19.0	15.5	50.0	19.0	15.5	46.0	19.0	15.5	15.5	15.5	15.5	15.5	15.5	15.5	900
1000	59.3	15.8	15.3	59.3	19.2	16.0	59.3	19.2	16.0	59.3	19.2	16.0	59.3	19.2	16.0	59.3	19.2	16.0	56.3	19.2	16.0	16.0	16.0	16.0	16.0	16.0	16.0	1000

(FONTE: BOWDITCH, VOL. I.)

A tabela da figura 42.4 indica a influência da **velocidade**, da **pista** e da **duração do vento** sobre a altura e o período das ondas, em águas profundas.

Assim, por exemplo, um vento força **7 (28 a 33 nós de velocidade)**, soprando durante **32 horas**, com uma pista de **300 milhas**, deverá produzir ondas de **5,5 metros de altura**, com um **período de 8,7 segundos**. Para um vento com força **6 (22 a 27 nós)**, o mar estará **completamente desenvolvido** com uma pista igual ou maior que **600 milhas**, após cerca de **56 horas** com o vento soprando. Nestas condições, esperam-se vagas de **4,2 metros de altura** e **9,5 segundos de período**. Um vento com força **10 (48 a 55 nós)**, soprando durante **10 horas**, com uma pista de apenas **90 milhas**, produzirá ondas de **9,1 metros de altura**, com **7,9 segundos de período**.

As tabelas a seguir, embora simplificadas, também são úteis para a previsão de ondas:

<b>ALTURAS MÁXIMAS PROVÁVEIS DE ONDAS PARA VÁRIAS VELOCIDADES DE VENTO (PISTA ILIMITADA)</b>	
<b>VELOC. VENTO (NÓS)</b>	<b>ALT. ONDA (METROS)</b>
8	1
12	1,5
16	2,5
19	3,7
27	6,0
31	7,6
35	9,0
39	11,0
43	12,0
47	13,7
51	15,5

(FONTE: WEATHER FOR THE MARINER)

<b>ALTURAS DE ONDAS (METROS) NORMALMENTE PRODUZIDAS POR VÁRIAS VELOCIDADES DE VENTO, COM DIVERSAS DURAÇÕES (PISTA ILIMITADA)</b>							
<b>VELOC. VENTO (NÓS)</b>	<b>DURAÇÃO (HORAS)</b>						
	5	10	15	20	30	40	50
10	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6
15	1,2	1,2	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5
20	1,5	2,1	2,4	2,4	2,7	2,7	2,7
30	2,7	4,0	5,0	5,2	5,5	5,8	5,8
40	4,3	6,4	7,6	8,5	9,5	10,0	10,0
50	5,8	8,8	11,0	12,2	13,7	14,6	15,2
60	7,3	11,3	14,3	16,5	18,9	20,4	21,0

(FONTE: WEATHER FOR THE MARINER)

<b>ALTURAS DE ONDAS (METROS) PRODUZIDAS POR VÁRIAS VELOCIDADES DE VENTO, SOPRANDO SOBRE PISTAS DIFERENTES (DURAÇÃO ILIMITADA)</b>						
<b>VELOC. VENTO (NÓS)</b>	<b>PISTA (MILHAS NÁUTICAS)</b>					
	10	50	100	300	500	1.000
10	0,5	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6
15	0,9	1,2	1,4	1,5	1,5	1,7
20	1,2	2,0	2,4	2,7	2,7	2,9
30	1,8	3,8	4,6	5,5	5,8	5,9
40	2,1	5,3	7,0	9,1	9,8	10,7
50	2,7	6,7	9,1	13,1	14,3	15,8

(FONTE: PUB. Nº 602 – WIND WAVES AT SEA, BREAKERS AND SURF)

A tabela a seguir fornece o **comprimento** médio da onda para diversas **velocidades do vento**:

VELOC. VENTO (nós)	COMPRIMENTO MÉDIO DA ONDA (m)
11	16
20	38
30	80
42	115
56	250

(FONTE: WEATHER FOR THE MARINER)

O **período** das ondas depende de seu **comprimento**:

$$T \text{ (seg)} = [L(m)/1,56]^{1/2}$$

$$\text{ou: } L \text{ (m)} = 1,56 \times T^2 \text{ (seg)}$$

A **velocidade de propagação (celeridade)** de uma onda livre, em águas profundas, é quase independente de sua altura ou escarpamento (declividade), dependendo diretamente apenas do seu período. Para o **marulho**, a relação entre a **velocidade de propagação (C)**, em nós, e o **período (T)**, em segundos, é dada por:  $C = 3,03 T$ . A tabela abaixo apresenta os valores de **velocidade de propagação** (em nós) e **comprimento** (em metros) para ondas de diferentes **períodos**, em águas profundas.

PERÍODO (segundos)	CELERIDADE (nós)	COMPRIMENTO (metros)	PERÍODO (segundos)	CELERIDADE (nós)	COMPRIMENTO (metros)
2	6	6,2	14	42	306,0
4	12	25,0	16	48	400,0
6	18	56,0	18	55	505,5
8	24	100,0	20	61	624,0
10	30	156,0	22	67	755,0
12	36	224,5	24	73	899,0

(FONTE: PUB. Nº 602 – WIND WAVES AT SEA, BREAKERS AND SURF)

No Oceano Atlântico as ondas normais têm um comprimento de **60m a 110m**, um período de **6 seg a 8 seg** e velocidade de propagação (celeridade) de **18 nós a 27 nós**. As ondas de tempestade no Atlântico variam de **160 m a 200 m** de comprimento, têm um período de **10 seg a 12 seg** e velocidade de propagação de **32 nós**, aproximadamente. No cinturão dos **ventos alísios** no Oceano Atlântico as ondas têm uma altura média de 1,8 metro (6 pés) e altura máxima de 6 metros (20 pés).

A relação altura/comprimento (H/L) de uma onda chama-se **escarpamento**, que diminui com o aumento do comprimento. Para as ondas mais compridas, esta relação varia de 1/40 a 1/50. Para as ondas normais (60 m de comprimento), o escarpamento é da ordem de 1/20.

Quando o **escarpamento** atinge o valor 1/7, a onda perde estabilidade e arrebenta. É o que acontece quando a onda atinge um local de pouco fundo, tornando-se onda de água rasa. No estágio final, sua velocidade de propagação diminui, o comprimento diminui e a altura aumenta, até o escarpamento atingir o valor 1/7, quando a onda arrebenta.

Ao observar e reportar a altura das ondas, o navegante tem uma tendência de negligenciar as alturas mais baixas. Descobriu-se, empiricamente, que o valor informado corresponde, na realidade, à média do 1/3 mais alto das ondas observadas. Este valor é denominado **altura significativa** ou **significante** (“significant wave height”). As relações aproximadas entre essa altura e as outras são as seguintes:

ALTURA DA ONDA	RELAÇÃO COM A ALTURA SIGNIFICANTE
MÉDIA	0,64
SIGNIFICANTE	1,00
10% MAIS ALTAS	1,29
MAIS ALTAS	1,87

Portanto, se um navegante reportar que a altura das ondas observadas é de 7,0 metros, poder-se-á inferir que este valor é o da altura significativa e que os outros valores serão:

**altura média:** 4,5 metros;

**10% mais altas:** 9,0 metros; e

**ondas mais altas:** 13,0 metros.

## b. EFEITOS DAS CORRENTES, DO GELO E DAS ÁGUAS RASAS SOBRE AS ONDAS

Uma corrente fluindo no mesmo sentido que as ondas aumenta o comprimento e diminui a altura das ondas. Uma corrente contrária produz o efeito oposto, reduzindo o comprimento e aumentando a altura das ondas. Uma forte corrente contrária pode causar com que as ondas arrebenhem. A extensão da alteração das ondas depende da razão entre a sua velocidade de propagação e a velocidade da corrente.

Quando se formam cristais de gelo na água do mar, o atrito interno é grandemente aumentado; isto resulta na redução das ondas e no amaciamento da superfície do mar. O efeito de um campo de gelo marinho ("pack ice") é ainda mais pronunciado. Um navio seguindo um canal aberto em um campo de gelo poderá navegar em águas tranquilas, mesmo que um forte vento esteja soprando e que um mar pesado esteja batendo contra a borda do campo. O granizo também é eficaz para acalmar o mar, mesmo com vento forte.

Água rasa, que é definida como uma profundidade menor que metade do comprimento da onda, afeta a altura e a forma da onda.

Quando uma onda encontra baixas profundidades, o movimento das partículas individuais de água é restringido pelo fundo, resultando em redução na velocidade da onda. Em águas profundas a **velocidade de propagação** das ondas é uma função do período. Em águas rasas, esta velocidade torna-se uma função da **profundidade**. Quanto mais rasa a água menor é a velocidade da onda. Conforme a velocidade de propagação se reduz também diminui o comprimento da onda, pois o período se mantém o mesmo. Como a energia da onda permanece constante, a redução do comprimento resulta no aumento da altura da onda.

Se a onda se aproxima de um baixio obliquamente, cada uma de suas partes é desacelerada sucessivamente, conforme a profundidade diminui. Isto causa uma mudança na direção do movimento, ou uma **refração** da onda, que tende a tornar-se paralela às linhas de igual profundidade (isóbatas).

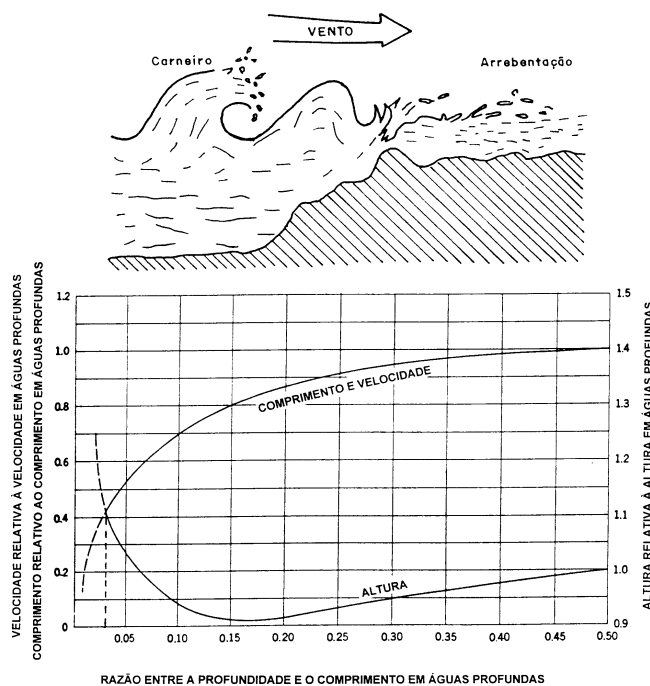
Conforme cada onda se desacelera, a onda seguinte, movendo-se ainda em águas mais profundas, tende a alcançá-la. Além disso, como vimos, à medida que a profundidade se reduz, a altura da onda torna-se maior. A parte inferior da onda, estando mais próxima do fundo, é mais desacelerada que a parte superior. Estes efeitos tornam a onda instável e sua parte superior, movendo-se mais rápido, **quebra** ou **arrebenta**, criando uma zona de **arrebentação**. Quando o **escarpamento** ou declividade de uma onda (razão entre a **altura**

da onda e o seu **comprimento**) é igual ou maior que 1/7, a onda arrebenta. Isto ocorre quando a profundidade é igual ou menor que 4/3 da altura da onda.

Um **marulho** passando sobre um baixio poderá não quebrar, mas sofrerá um decréscimo no comprimento de onda e na velocidade de propagação, com o conseqüente aumento na altura. Este **marulho de fundo** (“ground swell”) pode causar forte balanço (especialmente se vier de través e seu período for o mesmo que o período de balanço do navio), mesmo estando o mar na região aparentemente calmo.

A figura 42.5 ilustra os efeitos de baixas profundidades sobre as características das ondas. Por exemplo, uma onda com comprimento de 100 metros, altura de 5 metros e velocidade de propagação de 18 nós em águas profundas, ao encontrar uma profundidade de 4 metros sofrerá as seguintes alterações:

**Figura 42.5 – Alterações das Características das Ondas em Baixas Profundidades**



– Razão entre a profundidade e o comprimento da onda em águas profundas:

$$\frac{4}{100} = 0,04$$

– Entrando no diagrama da figura 42.5 com este valor, verifica-se que, ao alcançar a profundidade de 4 m as características da onda serão:

- Altura: 5 x 1,1 = 5,5 m
- Comprimento: 100 x 0,4 = 40 m
- Velocidade: 18 x 0,4 = 7,2 nós

**Nota:**

A onda provavelmente já estará quebrando, pois seu escarpamento estará muito próximo de 1/7, além da profundidade ser menor que 4/3 da altura da onda.

# 45

# NOÇÕES DE METEOROLOGIA PARA NAVEGANTES

## 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 <sup>2</sup> ) .....	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 <sup>-18</sup> % (diminuindo com a altitude)	

Além disso, o ar atmosférico contém, também:

- Vapor-d'água; e
- impurezas.

## **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

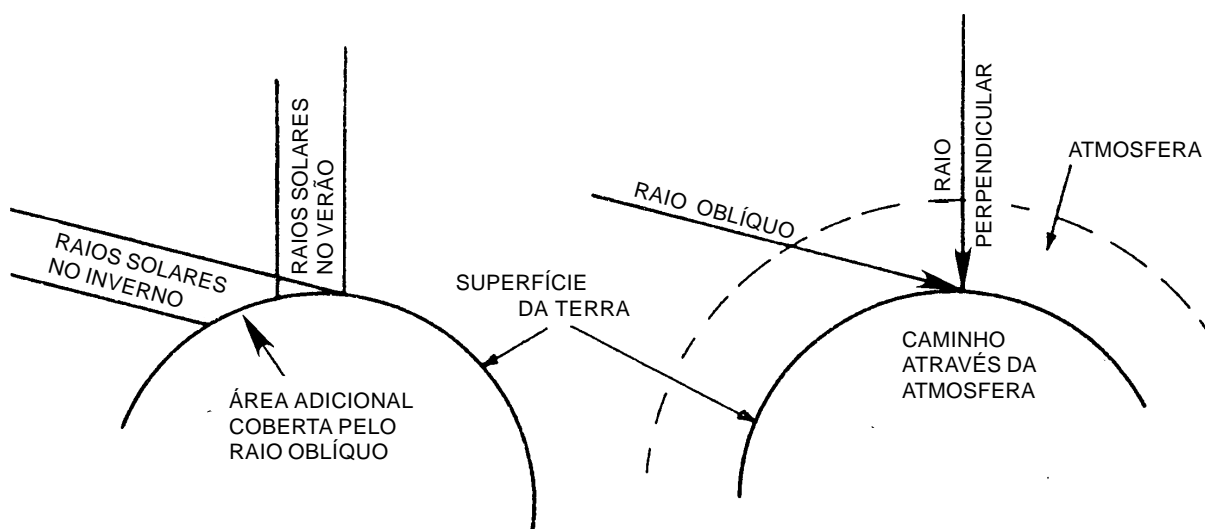
Dois importantes fatores responsáveis pelos fenômenos meteorológicos e climáticos são:

- (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 esfria, 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°.

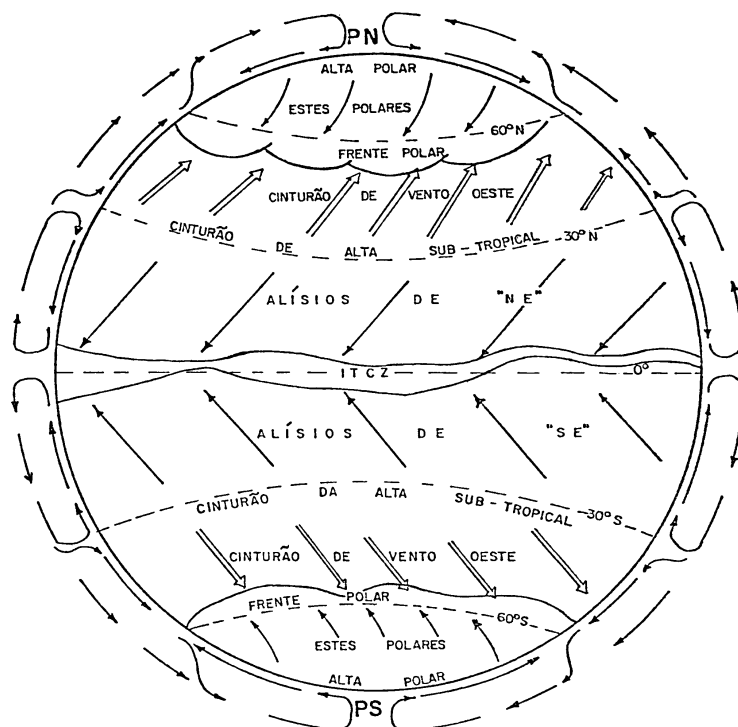
Por cima dos **ventos alísios**, nas altas camadas atmosféricas, sopram em sentido contrário os chamados **contra-alísios**, mantendo-se, assim, a circulação entre as zonas tropicais e subtropicais e a zona equatorial.

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:

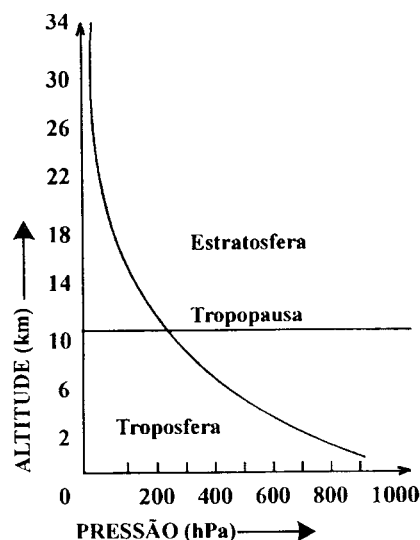
- Pressão;
- temperatura;
- umidade;
- ventos;
- nuvens;
- visibilidade; e
- precipitação.

### 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



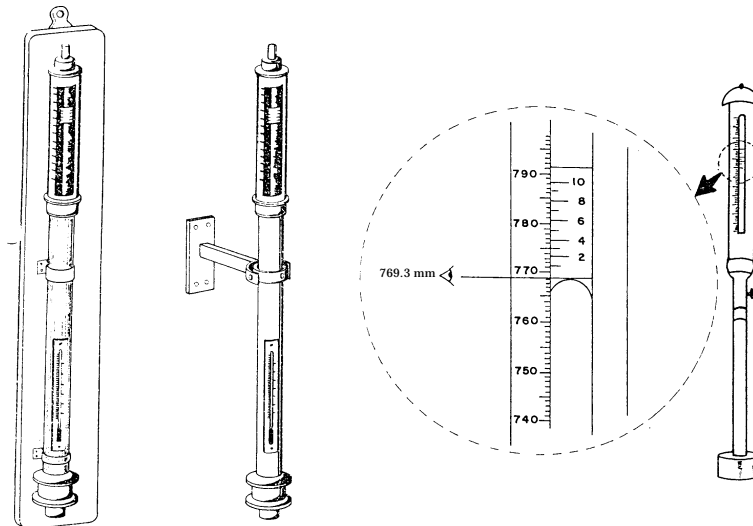
Como a pressão atmosférica diminui com a altitude, uma corrente de ar ascendente terá uma expansão contínua enquanto se eleva. Essa expansão é a causa principal do seu resfriamento até a temperatura do ponto de orvalho e a subsequente formação de nebulosidade, como veremos adiante.

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.

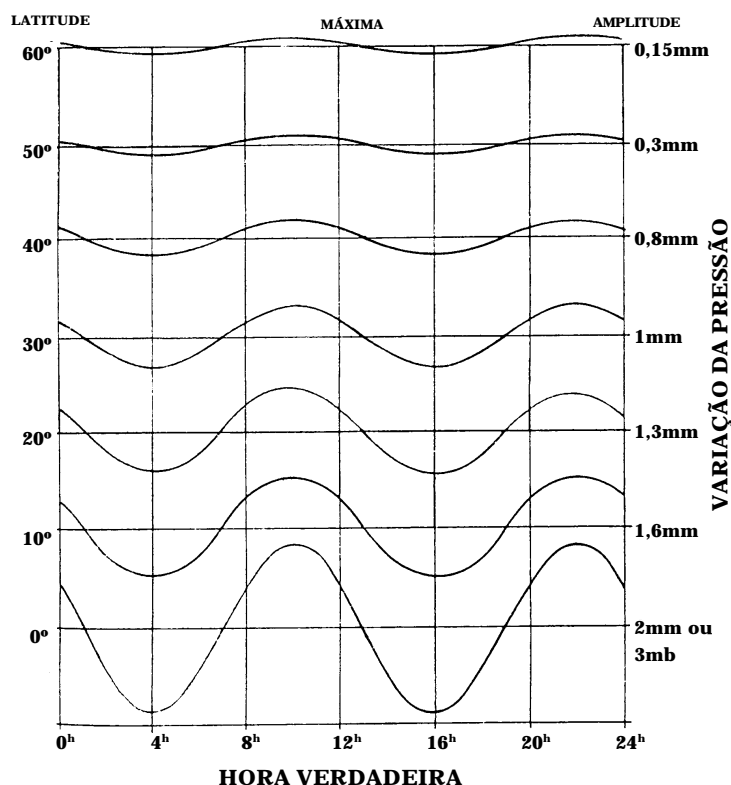
Então, um altímetro somente indicará a altitude correta na **atmosfera padrão**. Portanto, além da correção instrumental (obtida pela aferição do instrumento), a leitura do altímetro deve sofrer correções de pressão e temperatura (para referir-se à atmosfera padrão).

#### - 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.

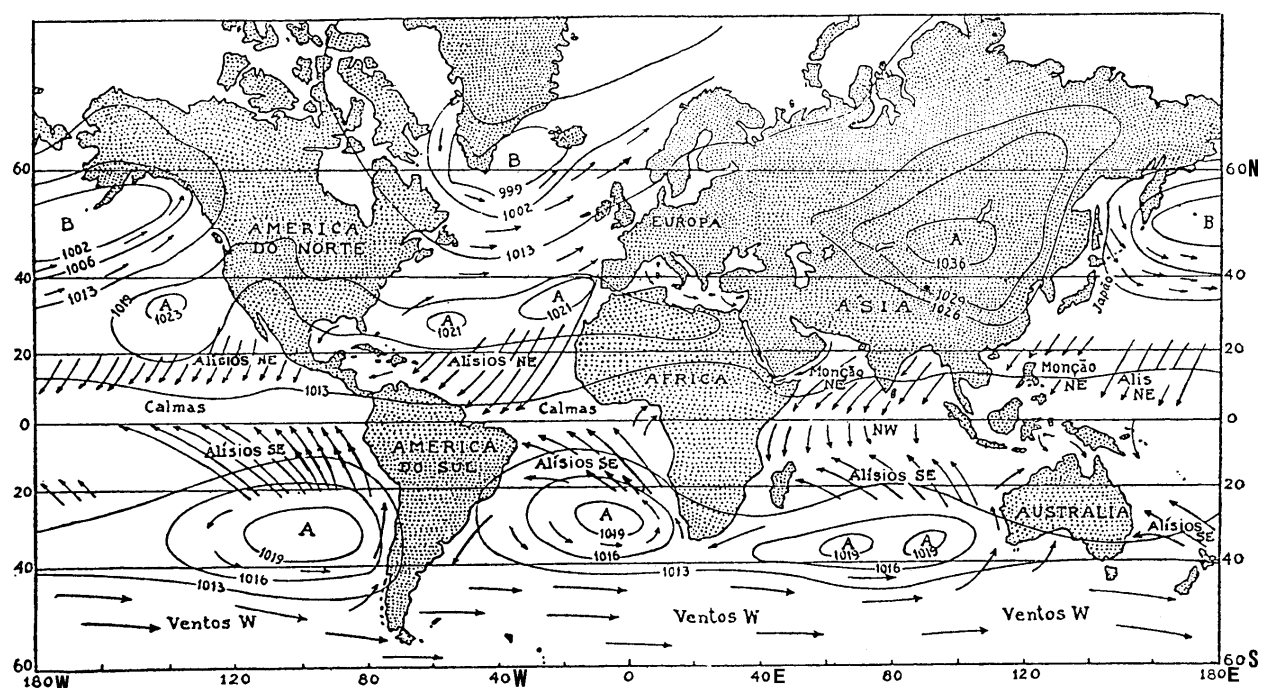
As linhas que unem pontos da superfície da Terra de igual pressão atmosférica no mesmo instante são denominadas de **isóbaras**. Quando, sobre uma carta meteorológica, são traçadas as isóbaras, geralmente de 3 em 3, ou de 4 em 4 milibares, obtém-se um mapa de isóbaras, ou configuração isobárica. Esta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

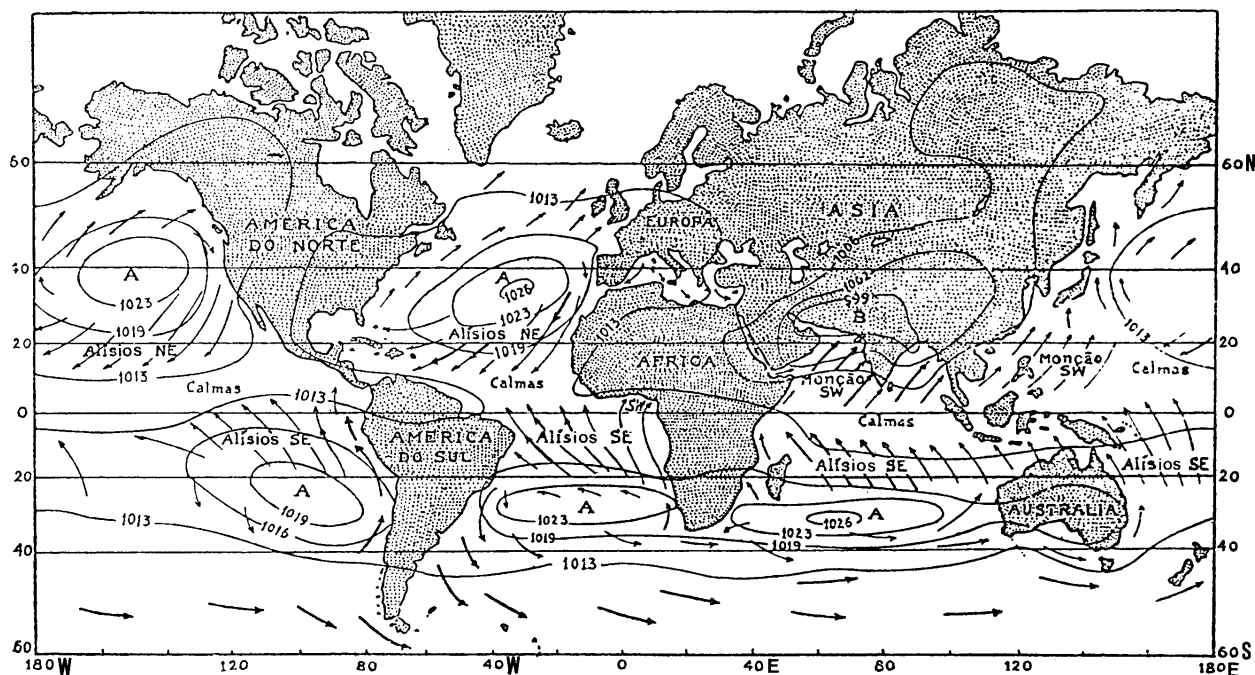
Traçando as isóbaras das **pressões médias** calculadas para longos períodos de tempo, observa-se que a pressão, a despeito de suas contínuas variações, tende a se distribuir com certa regularidade sobre a superfície da Terra. Conforme vimos quando estudamos a **circulação geral da atmosfera**, em virtude 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 oestes 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.

## 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:

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

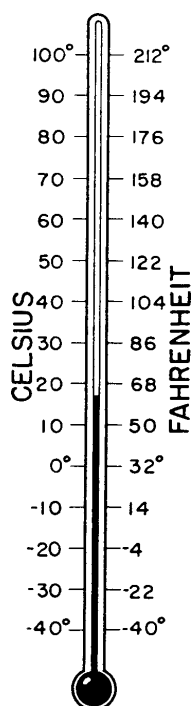
Onde: C = temperatura em graus centígrados;

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:

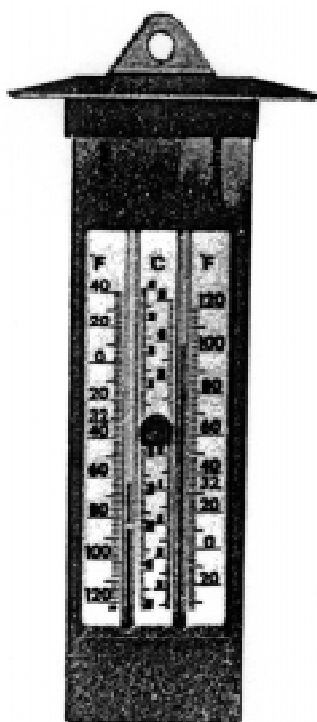
**- Termômetros elétricos**

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).

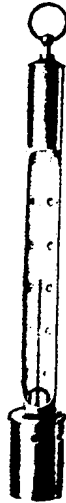
**Figura 45.10 - Termômetro de Máxima e Mínima**



### - 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.

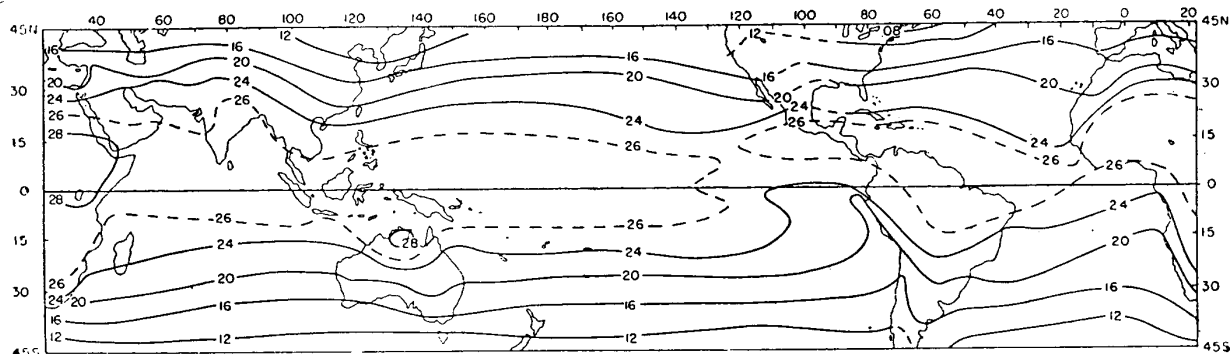
Na **troposfera** (camada inferior da atmosfera) a temperatura, normalmente, decresce com o aumento da altitude. Na **estratosfera**, todavia, mantém-se praticamente constante, passando, de maneira geral, a aumentar na **mesosfera** e, sobretudo, na **termosfera**.

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 conseqüência, 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.

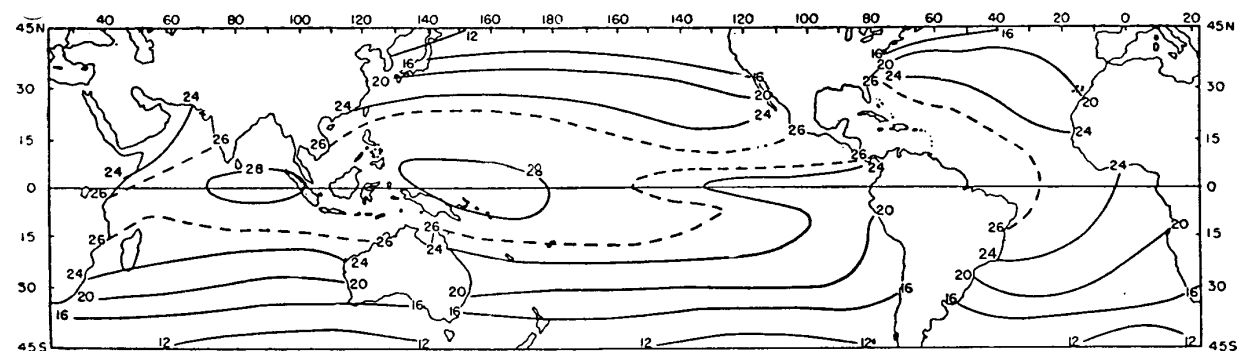
A figura 45.12 mostra um mapa da distribuição da temperatura média anual do ar à superfície. Sobre os continentes, as isotermas se curvam em direção ao pólo, formando um cavado, o que não se pode atribuir apenas à redução da temperatura ao nível do mar. As temperaturas médias continentais excedem as 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

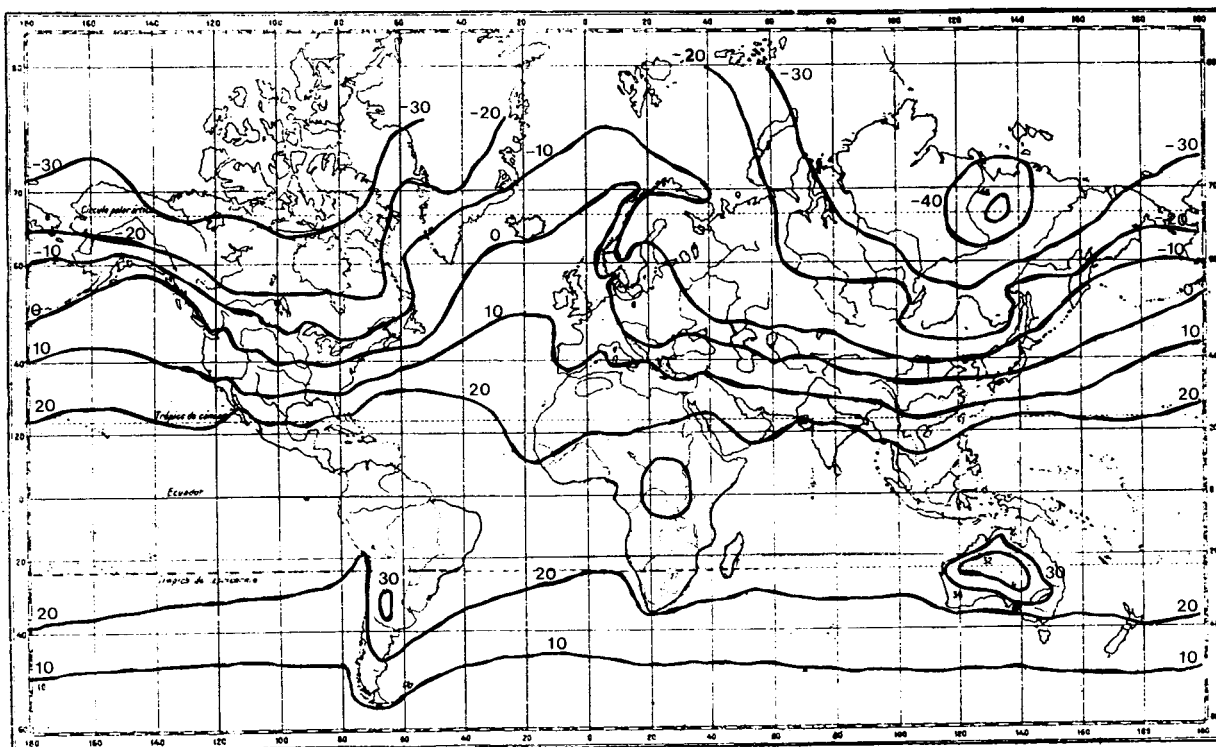
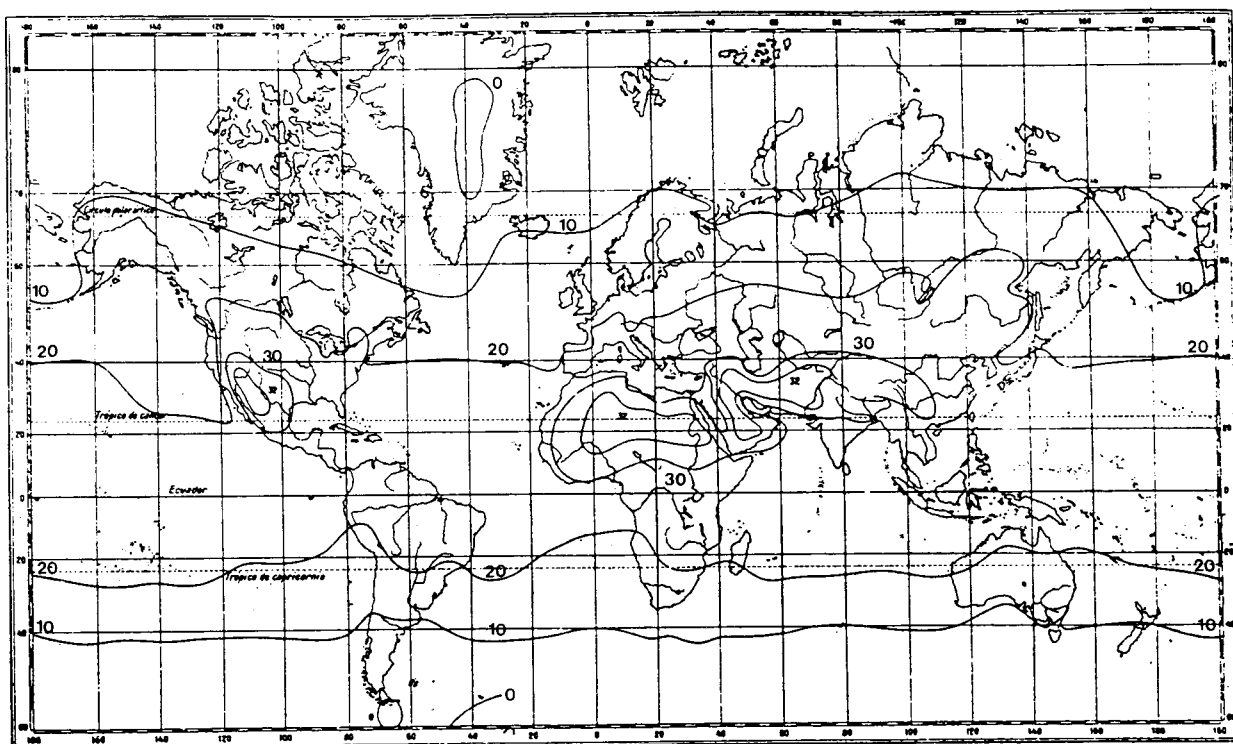


Figura 45.15 - Isotermas de Julho



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,

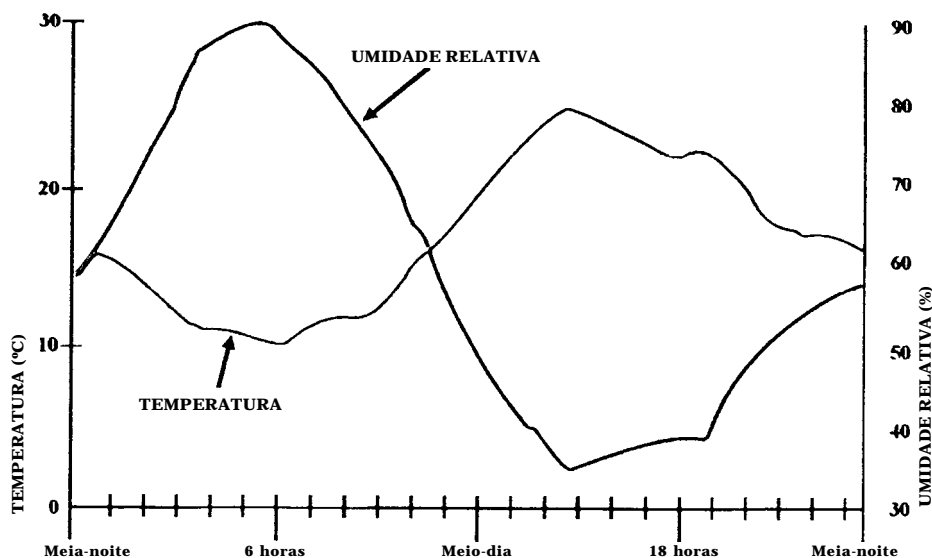
possível a uma dada temperatura (e pressão). Então, em temperaturas mais elevadas é necessária maior quantidade de vapor-d'água para tornar o ar saturado, ocorrendo o inverso em temperaturas mais baixas.

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:

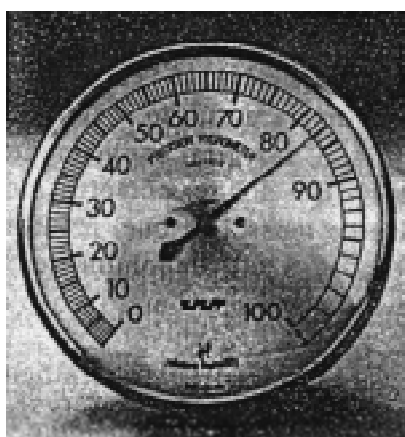
- Resfriamento;
- acréscimo de umidade; e
- resfriamento mais acréscimo de umidade.

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, chuveiro, 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.

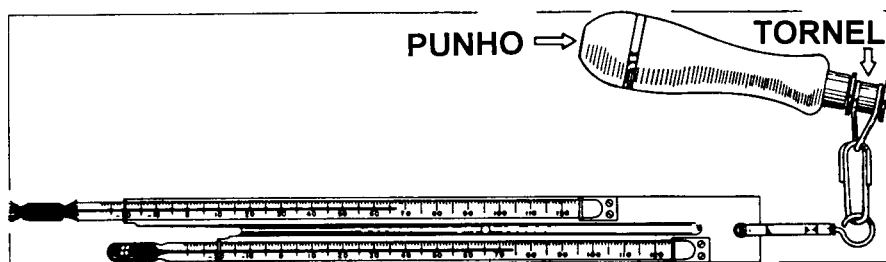
A umidade do ar é determinada por meio de **higrômetros** e **psicrômetros**. O **higrômetro** mais comum utiliza o cabelo humano como elemento sensível, porém outras substâncias de propriedades idênticas também podem ser usadas. O cabelo, por ser bastante sensível às variações da umidade do ar, além 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**.

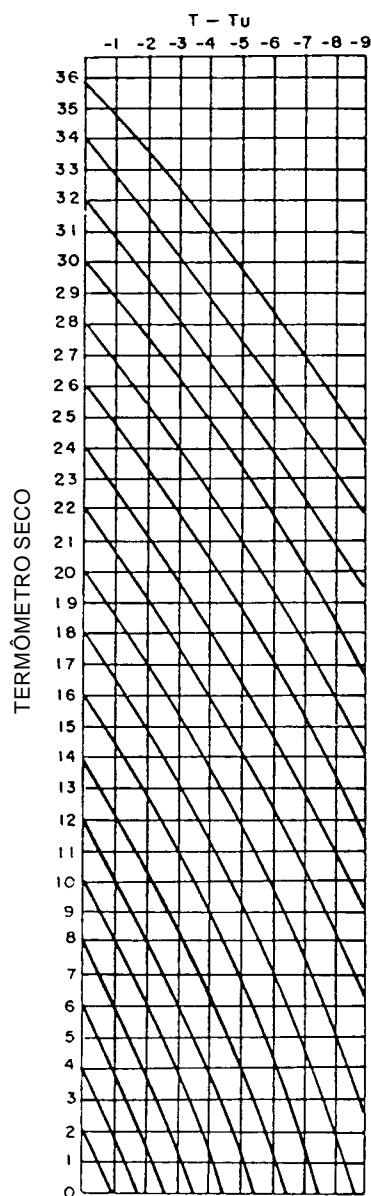
1. Temperatura do Termômetro Seco:  $T_s = + 26^\circ \text{ C}$   
 Temperatura do ponto de orvalho:  $T_d = + 17,1^\circ \text{ C}$   
 Depressão do ponto de orvalho:  $T_s - T_d = 8,9^\circ \text{ C}$   
 Tábua XV: umidade relativa = 57,6% @ 58%
2. Temperatura do Termômetro Seco:  $T_s = + 30^\circ \text{ C}$   
 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°)

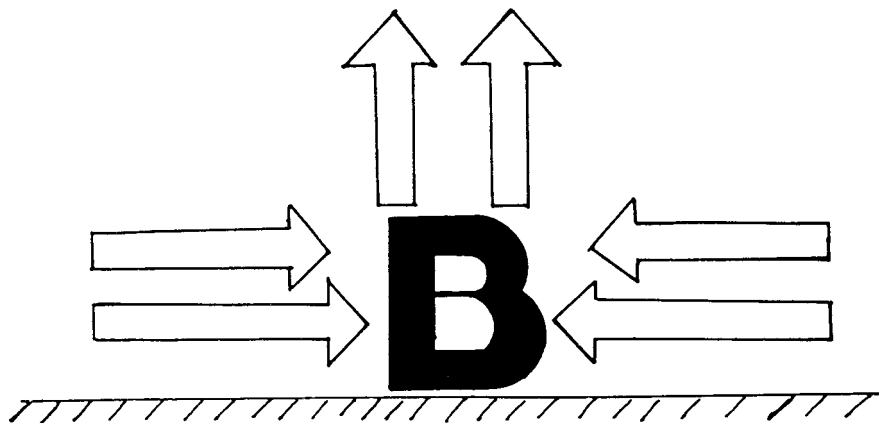
PONTO DE ORVALHO = 17,0°.

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

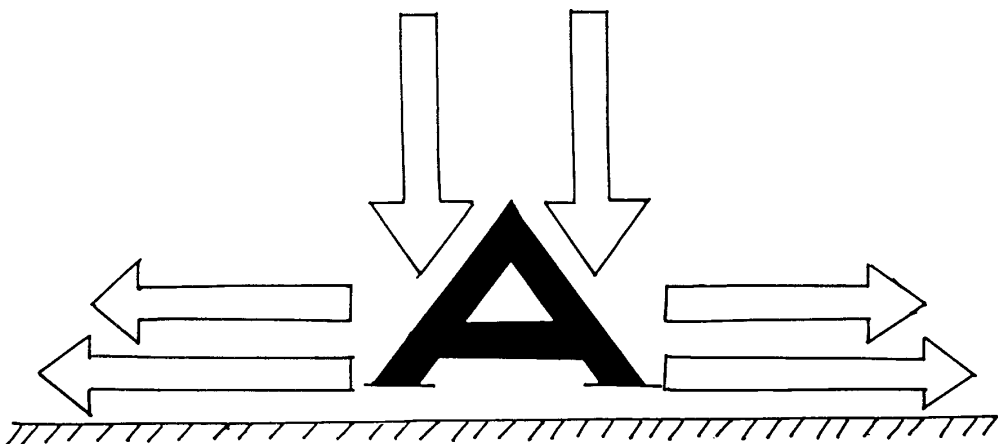
**Vento** é o movimento horizontal do ar, resultante de diferenças na pressão atmosférica entre áreas adjacentes. Quando uma região na superfície terrestre é aquecida sob a influência dos raios solares, a irradiação do calor provoca o aquecimento do ar, que, em consequência, se torna menos denso, mais 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)**



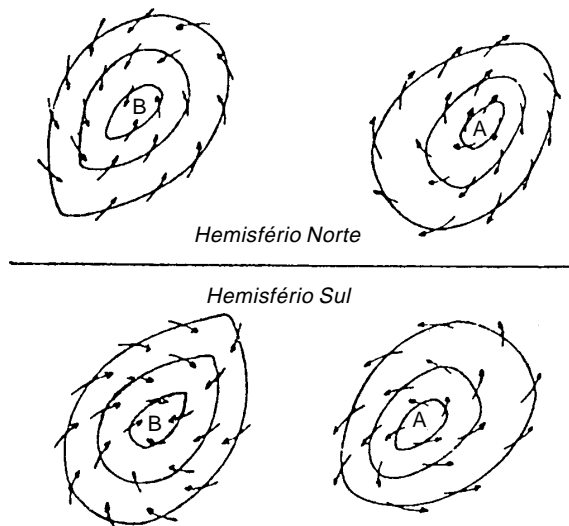
Assim se originam os ventos na superfície da Terra, podendo-se, pois, enunciar como lei geral dos ventos:

“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**

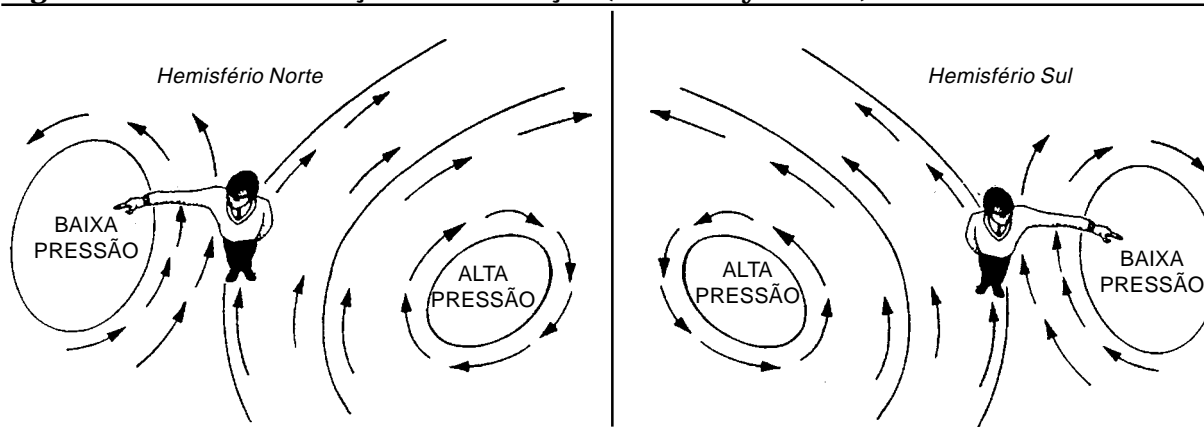


Disto resulta a lei de Buys-Ballot (1817-1890), ou **lei básica dos ventos**, que estabeleceu uma relação entre o vento e a distribuição de pressão e que, para efeito de nosso estudo, pode ser aqui enunciada do seguinte modo:

“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  $110^\circ$  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  $20^\circ$  a  $30^\circ$  para o lado do

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

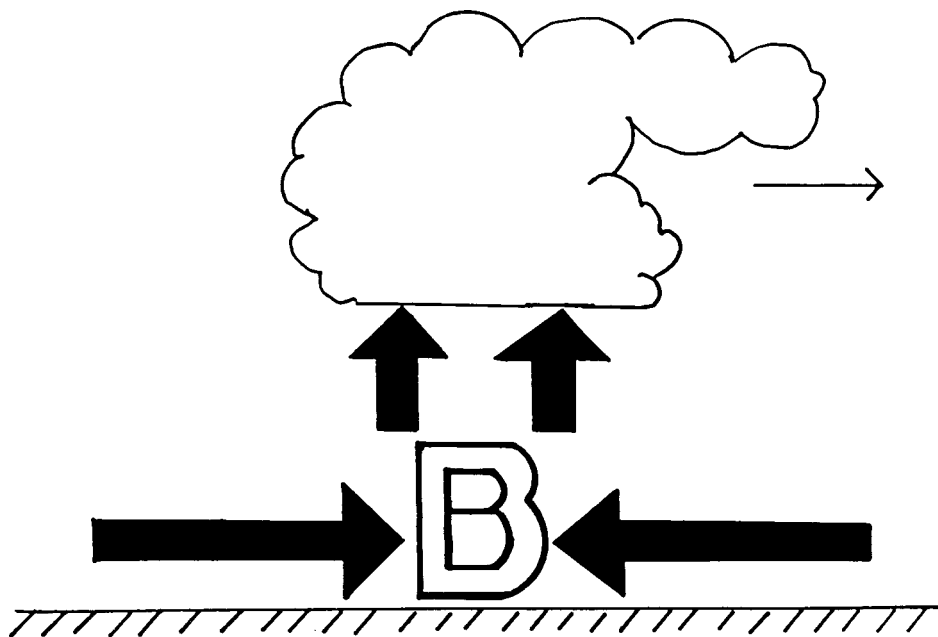


**centro de baixa pressão.** Num **anticiclone**, o ângulo dos ventos com as isóbaras é, geralmente, maior e sempre para o lado de fora do centro de alta.

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.

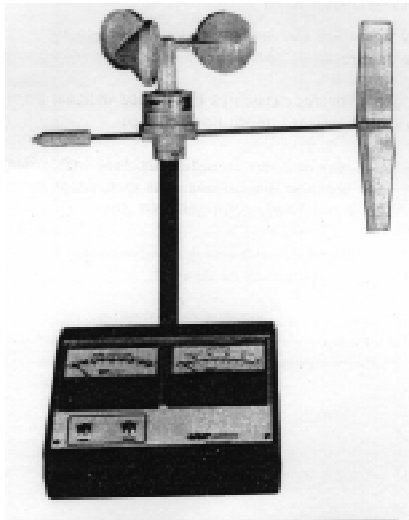
Para indicar a força do vento, adota-se a **escala Beaufort** (figura 45.23), com números de 0 a 12 para designar desde a **calmaria** até ventos de **furacão**.

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

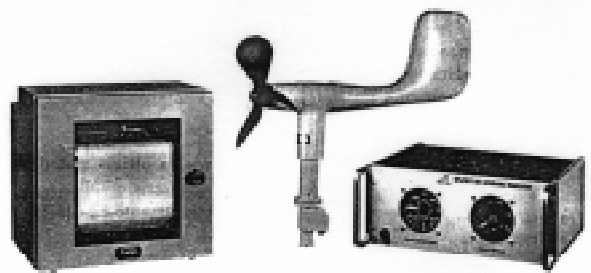
Designação Beaufort	Velocidade		Aspecto do mar
	nós	m/s	
0 – Calmaria	< 1	0 a 0,2	Espelhado.
1 – Bafagem	1 a 3	0,3 a 1,5	Mar encrespado em pequenas rugas com aparência de escamas, sem cristas.
2 – Aragem	4 a 6	1,6 a 3,3	Ligeiras ondulações curtas, de 30 cm de altura com cristas viradas, mas sem arrebentação.
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**



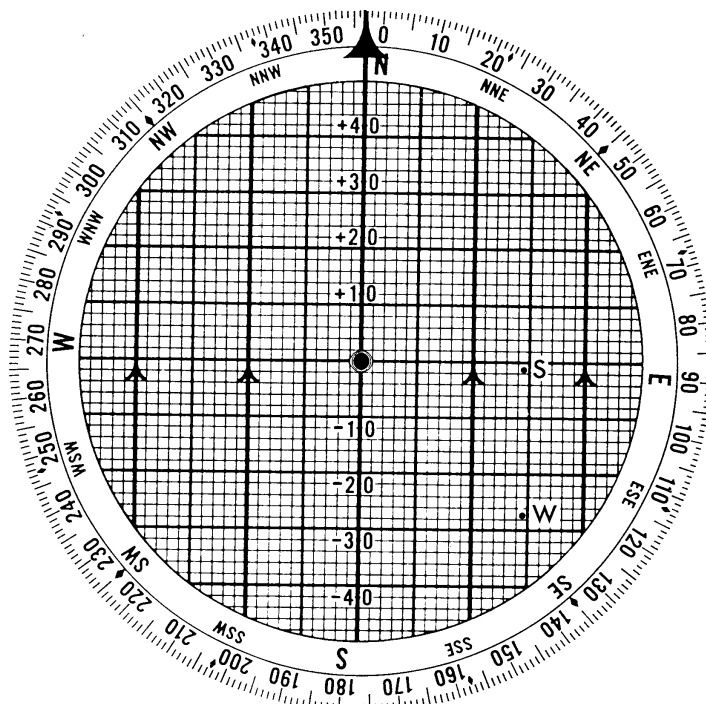
**Figura 45.25 - Anemômetro de Mastro**



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 =  $150^\circ$ , velocidade = 17 nós

Vento relativo =  $040^\circ$  BE, velocidade = 15 nós

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

#### SOLUÇÃO:

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

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 =  $270^\circ$  (de onde sopra o vento verdadeiro);
- velocidade = 11 nós (medida na escala 2:1).

2. Rumo do navio =  $213^\circ$ , velocidade = 21 nós

Vento relativo =  $070^\circ$  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  $070^\circ$  BB e o rumo do navio é  $213^\circ$ , o vento aparente está soprando de  $143^\circ$ ;

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 =  $086^\circ$  (de onde sopra o vento verdadeiro);

Figura 45.27 - Determinação do Vento Verdadeiro

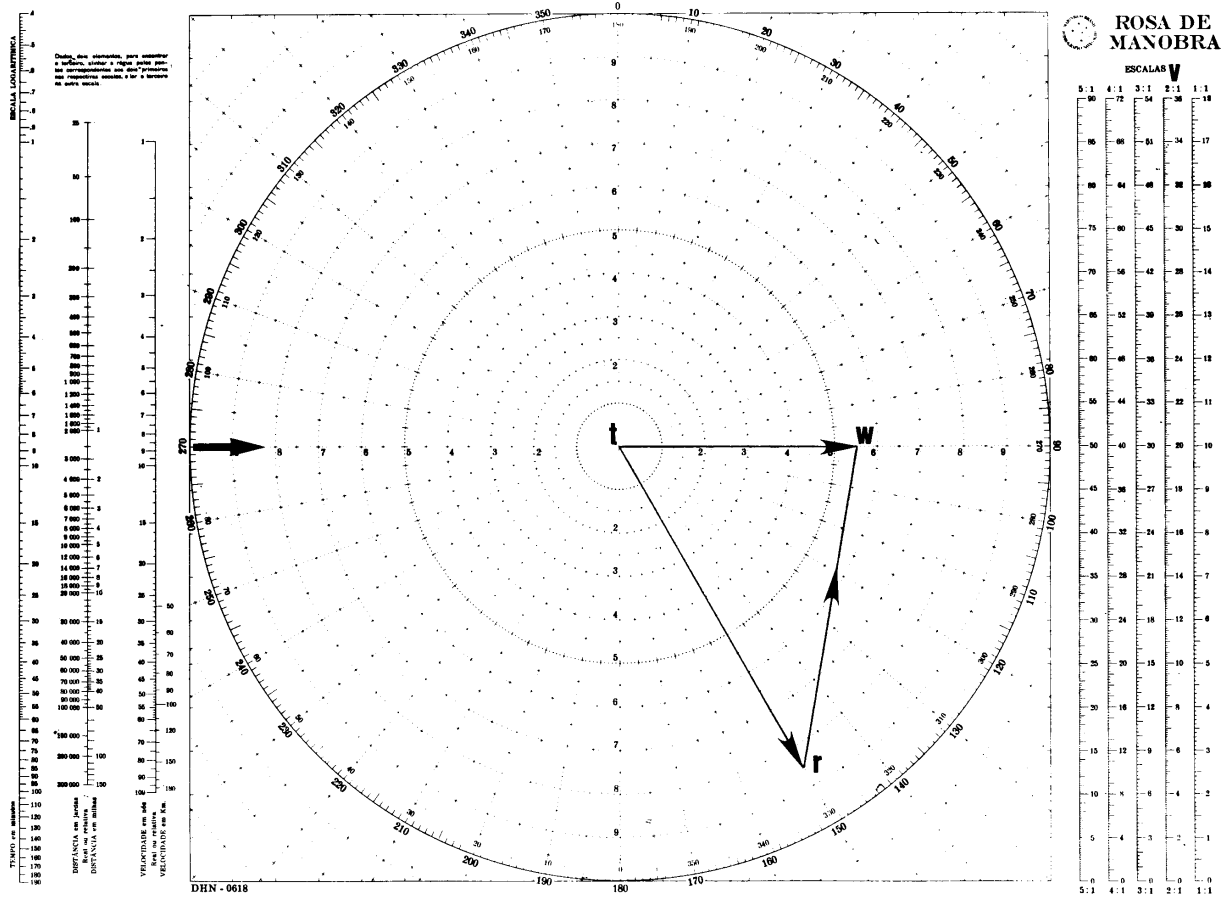
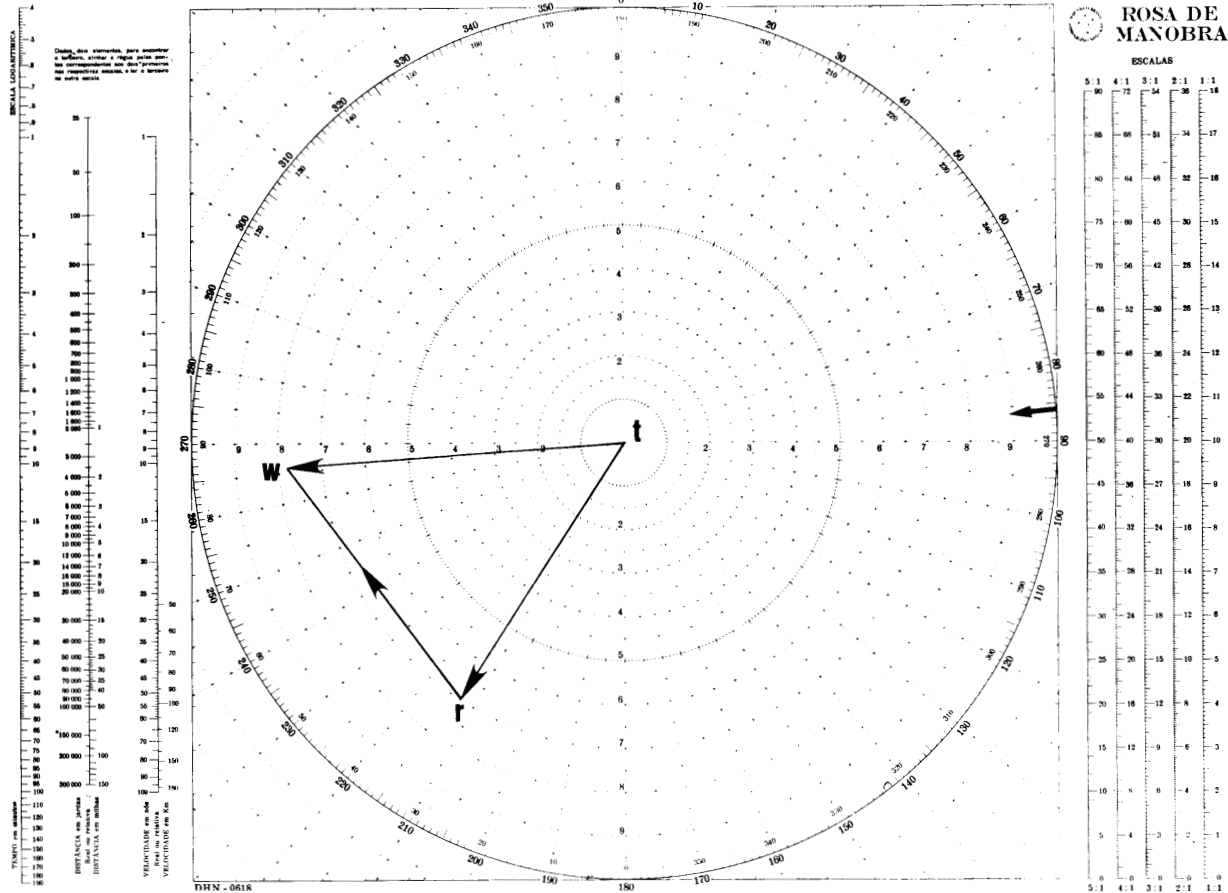


Figura 45.28 - Determinação do Vento Verdadeiro



- 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 ( $000^\circ$  relativos) ou pela popa do navio ( $180^\circ$  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 =  $090^\circ$ , velocidade = 20 nós  
Vento relativo =  $180^\circ$ , velocidade = 15 nós  
Vento verdadeiro: direção =  $270^\circ$ , velocidade = 35 nós.
2. Rumo do navio =  $090^\circ$ , velocidade = 20 nós  
Vento relativo =  $000^\circ$ , velocidade = 30 nós  
Vento verdadeiro: direção =  $090^\circ$ , velocidade = 10 nós.
3. Rumo do navio =  $090^\circ$ , velocidade = 20 nós  
Vento relativo = zero (não se sente o vento a bordo)

– **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.

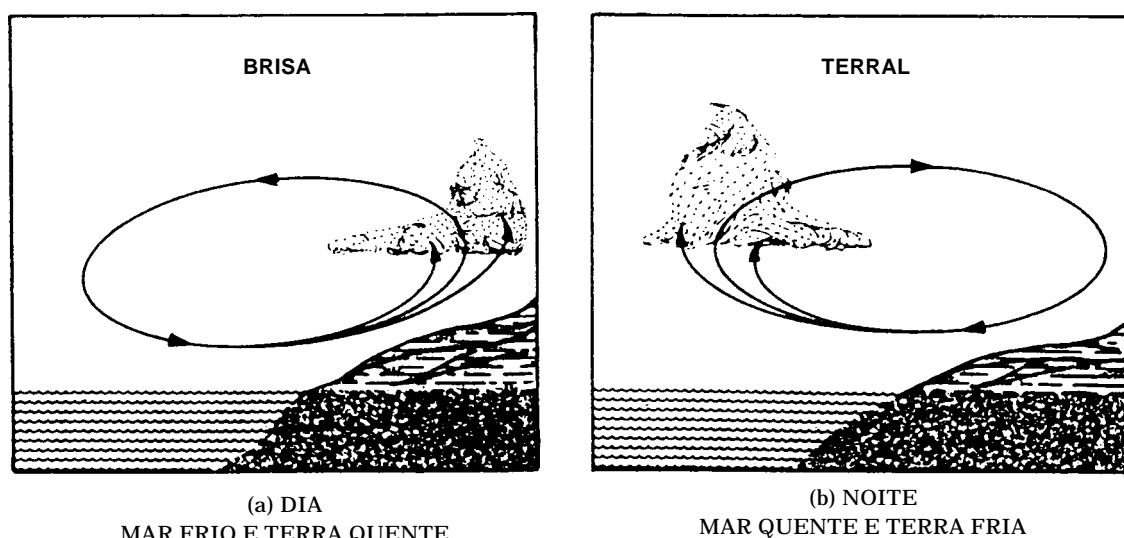
Os ventos locais mais comuns são a **brisa** e o **terral**, ventos cíclicos causados pelo aquecimento e resfriamento alternados e desiguais de massas terrestres e áreas marítimas adjacentes. Pela manhã, é pequena a diferença de temperatura entre a terra e o mar. Entre 0900 e 1100 horas locais, com o 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.

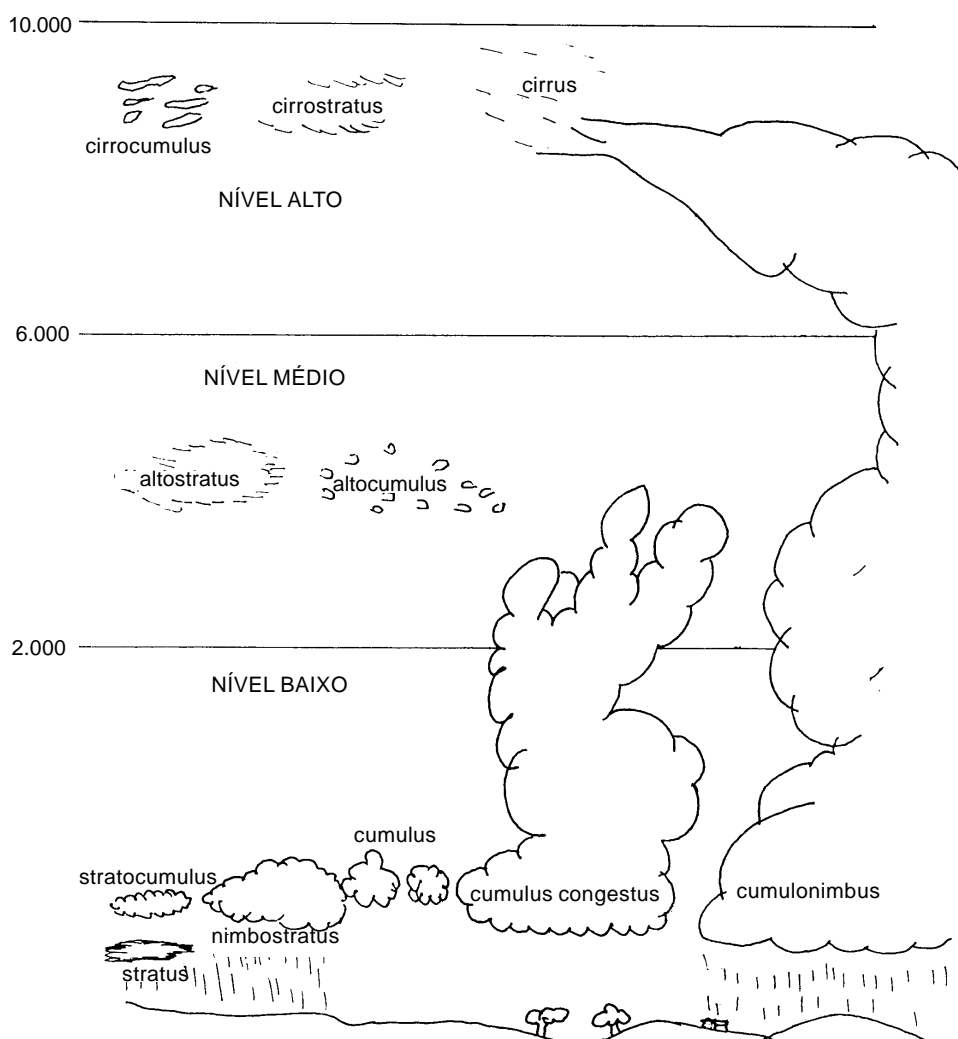
As **nuvens cumuliformes** apresentam protuberâncias, numa aparência de couve-flor, em contraste com a forma plana característica das **nuvens estratiformes**. As bases das **nuvens cumuliformes** normalmente se apresentam num mesmo nível, enquanto que a altitude dos seus topos é muito variável. O topo 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 <sub>H</sub> ) (6.000 a 10.000 m)	NUVENS MÉDIAS (C <sub>M</sub> ) (2.000 a 6.000 m)	NUVENS BAIXAS (C <sub>L</sub> ) (< 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 chuvisco e a neve, em geral, reduzem a visibilidade em um grau maior que a chuva. Nevascas 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  $\geq$  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.

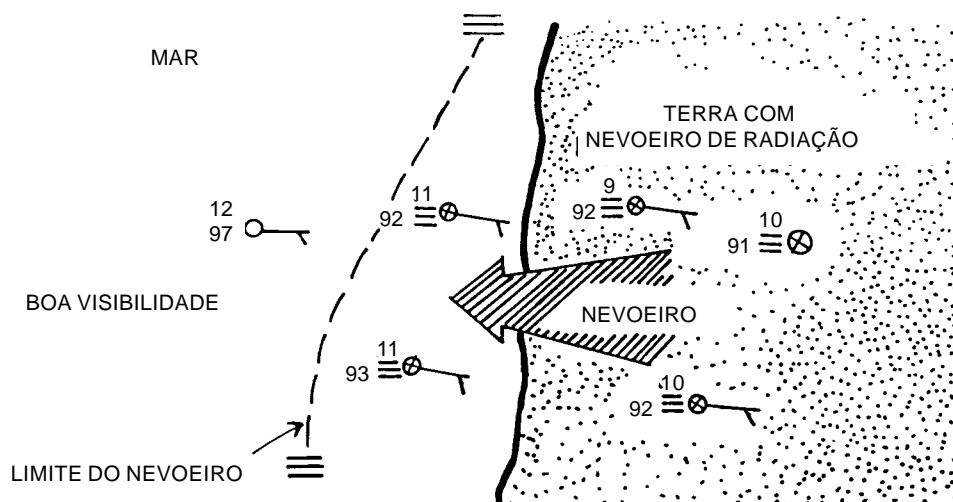
O nevoeiro de radiação forma-se nos lugares úmidos, normalmente após dia e noite límpidos, se o vento não é forte e o ar é estável. Essas condições são frequentes nos **anti-ciclones**. Ele começa a se dissipar à medida que os raios solares aquecem o solo, que, por sua vez, aquece o ar adjacente por 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 freqüentemente 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 Mississipi, 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.

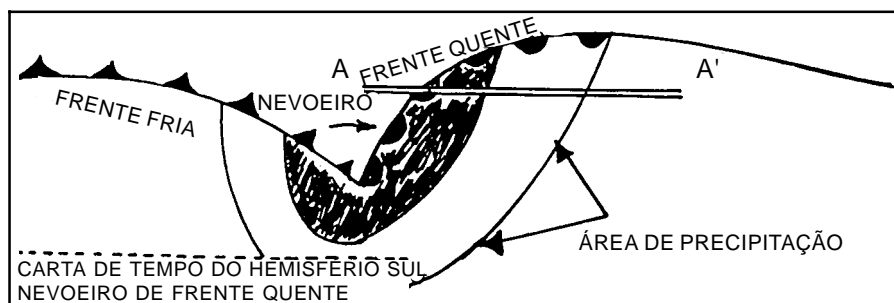
Os **nevoeiros de evaporação** dividem-se em **nevoeiros frontais** e **nevoeiros de vapor** ("steam fog").

- **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 escoar-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**".

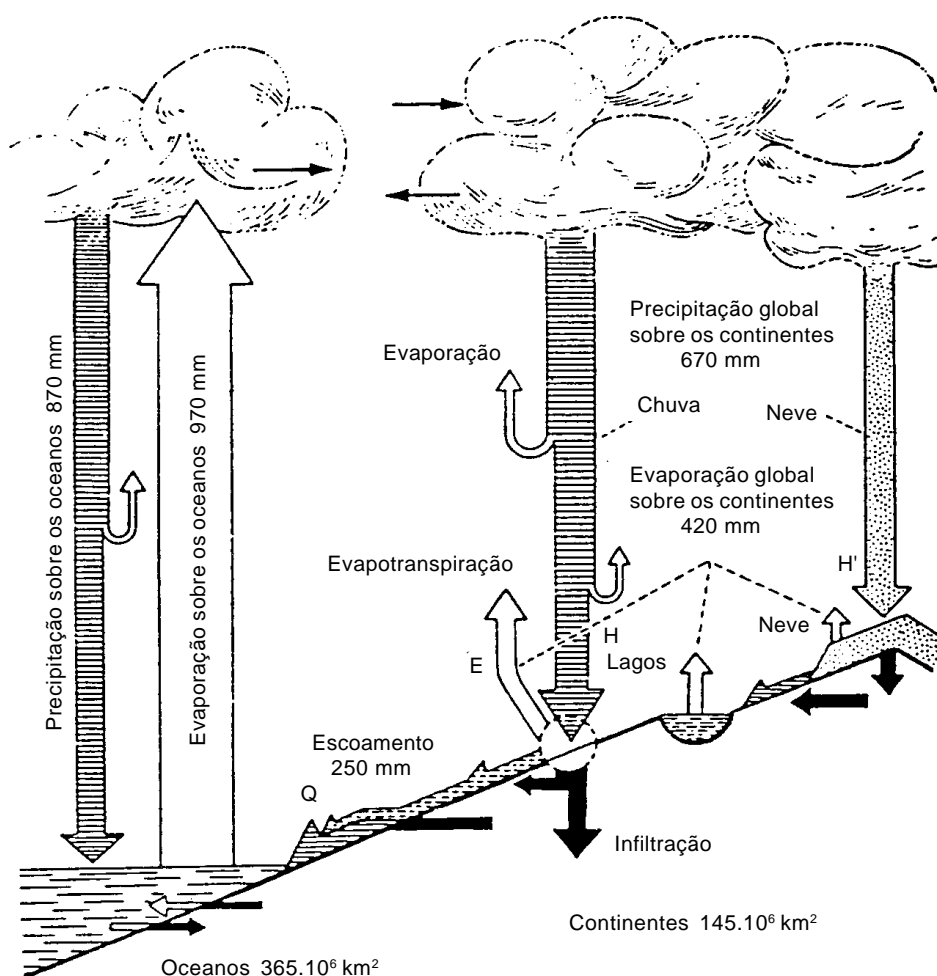
## g. PRECIPITAÇÃO

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, chuveiro 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 chuveiro 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.

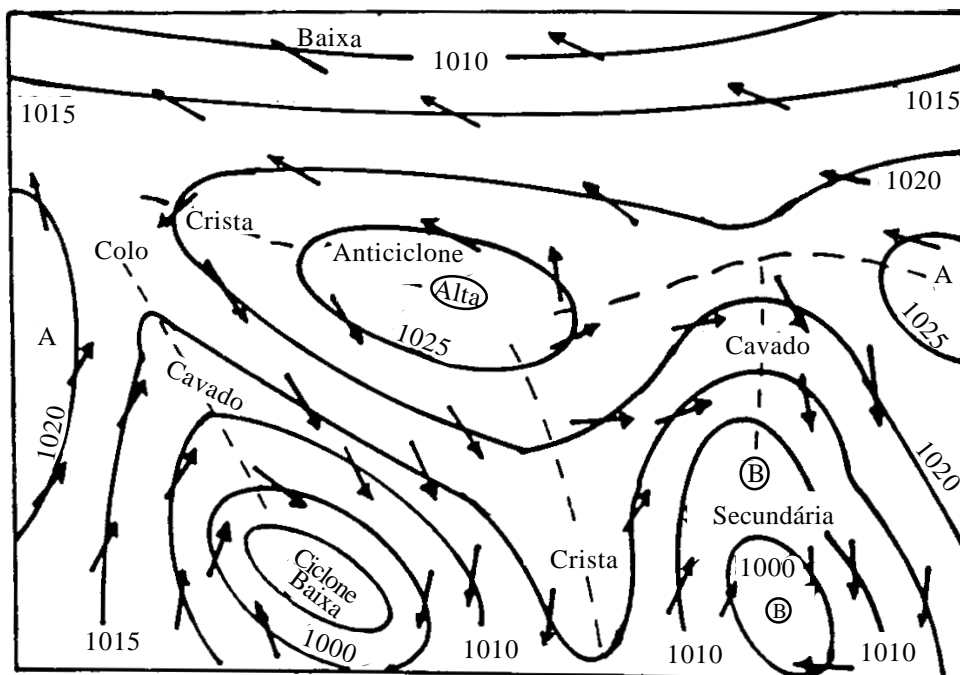
A **geada** é constituída por cristais de gelo e ocorre da mesma forma que o orvalho, só que aqui o vapor-d'água se transforma diretamente em cristais de gelo. Assim, a **geada** tem a mesma origem que o orvalho comum, sendo provocada pela presença, nas camadas atmosféricas em contato com o solo, de 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**

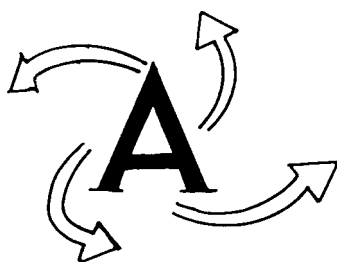


Quanto mais estreito for o espaçamento entre as isóbaras, maior será o gradiente de pressão e, portanto, maior será a velocidade do vento. Conforme sabemos, os ventos não sopram paralelos às isóbaras, formando com elas ângulos de 20° a 30° para o lado dos **centros de baixa pressão**. Num **anticiclone**,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

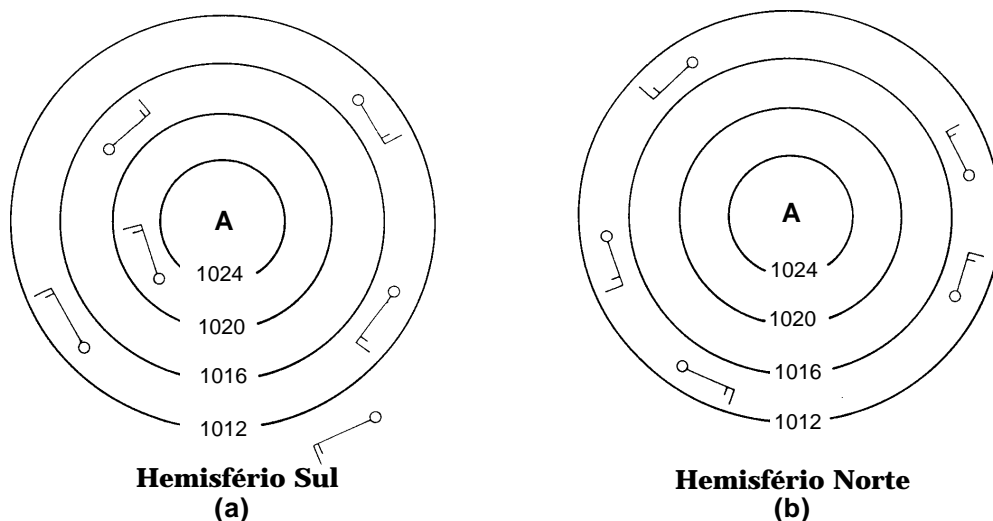
Os **anticiclones** são regiões de **altas pressões**. A pressão é máxima no centro, que está circundado por isóbaras fechadas. Ventos fracos e tempo bom ocorrem próximo ao centro do **anticiclone**. A circulação nos **centros de alta pressão**, no Hemisfério Sul, é divergente e no sentido anti-horário (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).

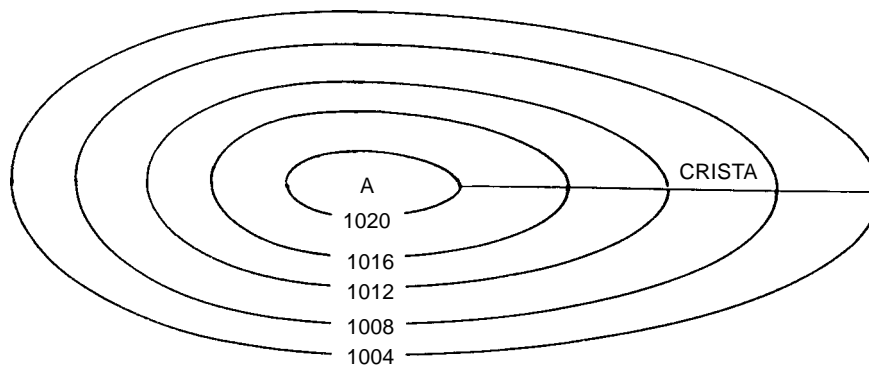
A **crista** caracteriza-se pelo alongamento das isóbaras de um centro de alta pressão em determinada direção (ao longo do eixo da crista). A saliência é mais pronunciada conforme as isóbaras se afastam do centro de alta, na direção da periferia. Quando a crista é bem pronunciada, constata-se a circulação 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.

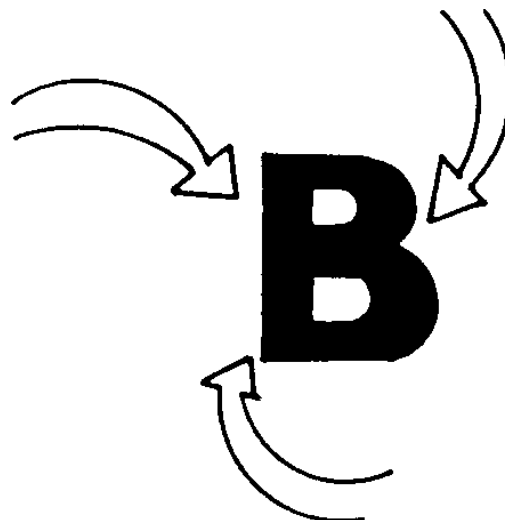
**Figura 45.39 – Circulação Ciclônica no Hemisfério Sul: Convergente e no Sentido Horário**

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

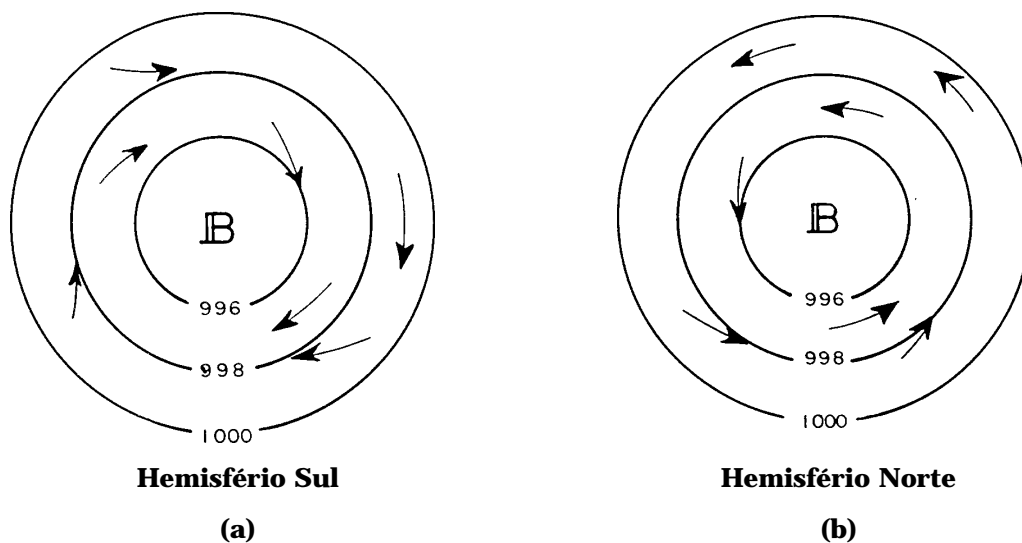


Figura 45.41 - Configuração de um Cavado (Área Alongada de Baixas Pressões)

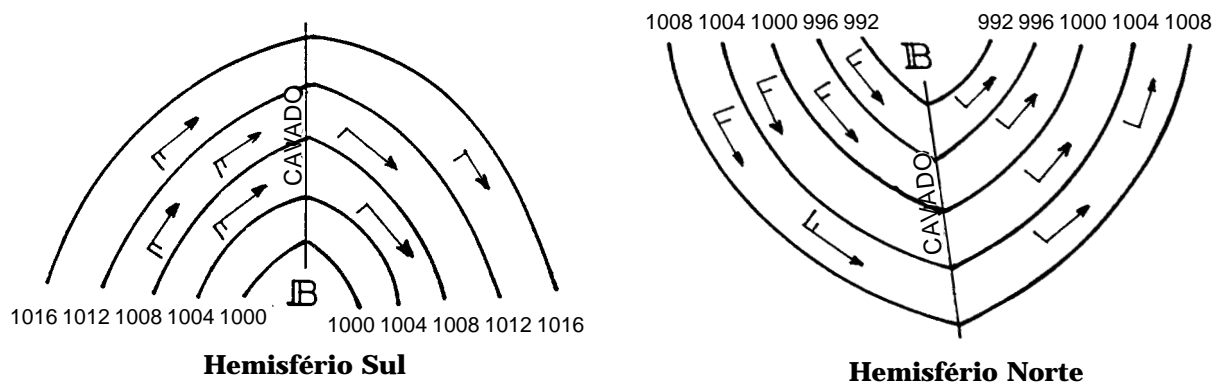
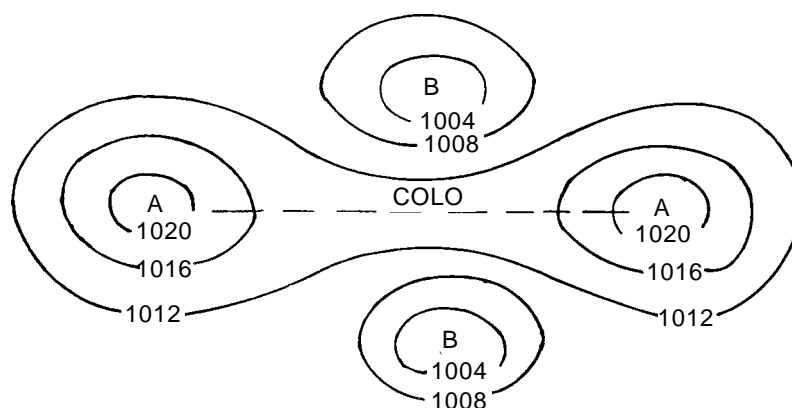


Figura 45.42 - Configuração de um Sistema de Pressão Típico de uma Garganta



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

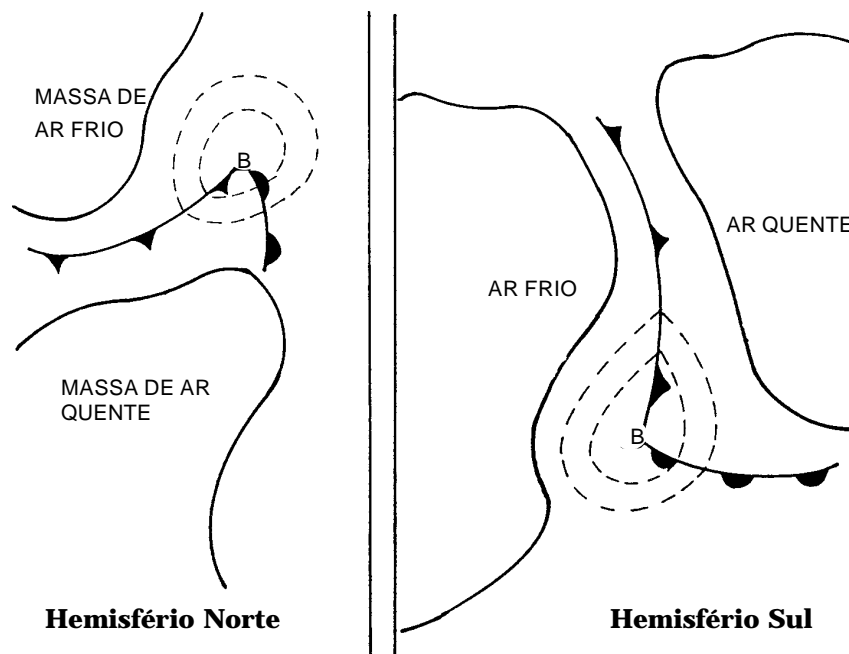
São as **depressões** ou **ciclones** que se formam fora das regiões tropicais. Os **ciclones extratropicais** acham-se associados com os movimentos da **frente polar** na direção do equador e, normalmente, se originam longe dos trópicos, numa zona conhecida como área de ciclogênese ou região frontogênica,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

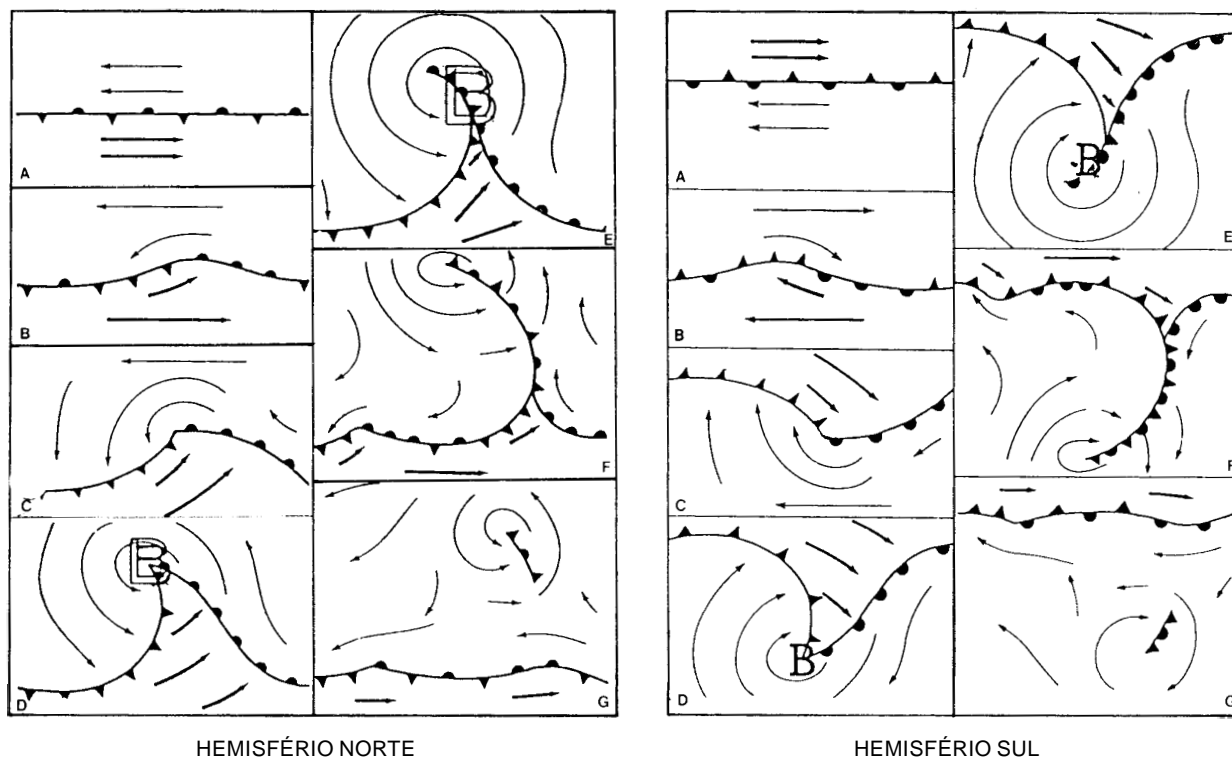
A condição essencial para a formação de uma **depressão extratropical** é a existência de massas de ar quente e frio adjacentes (figura 45.43). A junção dessas massas de ar de temperaturas e umidades diferentes, deslocando-se em sentidos opostos, é que dará origem aos **ciclones extratropicais**.

**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;

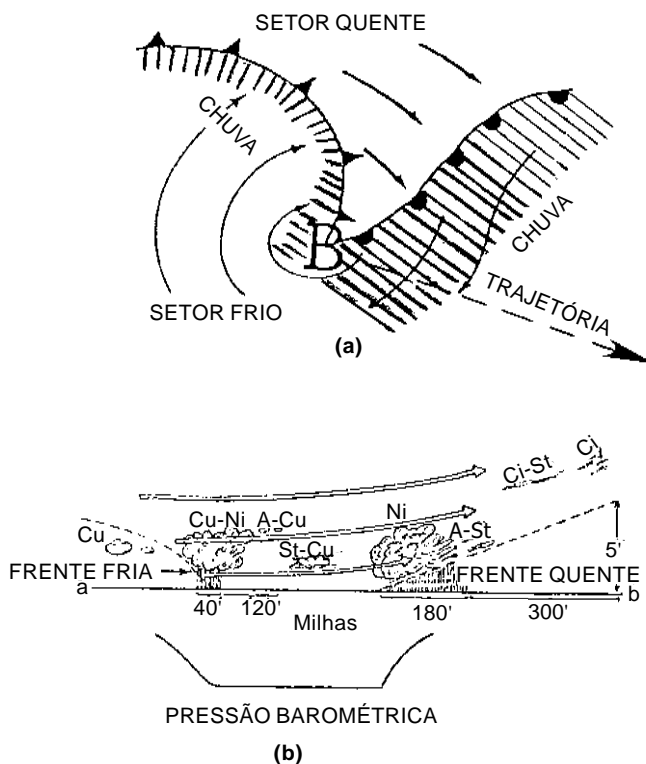
– quando a oclusão continua a se estender, a língua de ar quente desaparece, a circulação ciclônica diminui de intensidade, o **centro de baixa pressão** se enfraquece e o movimento frontal se retarda (**F**, figura 45.44). A **depressão** desfaz-se em seguida e o equilíbrio de temperaturas e pressões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

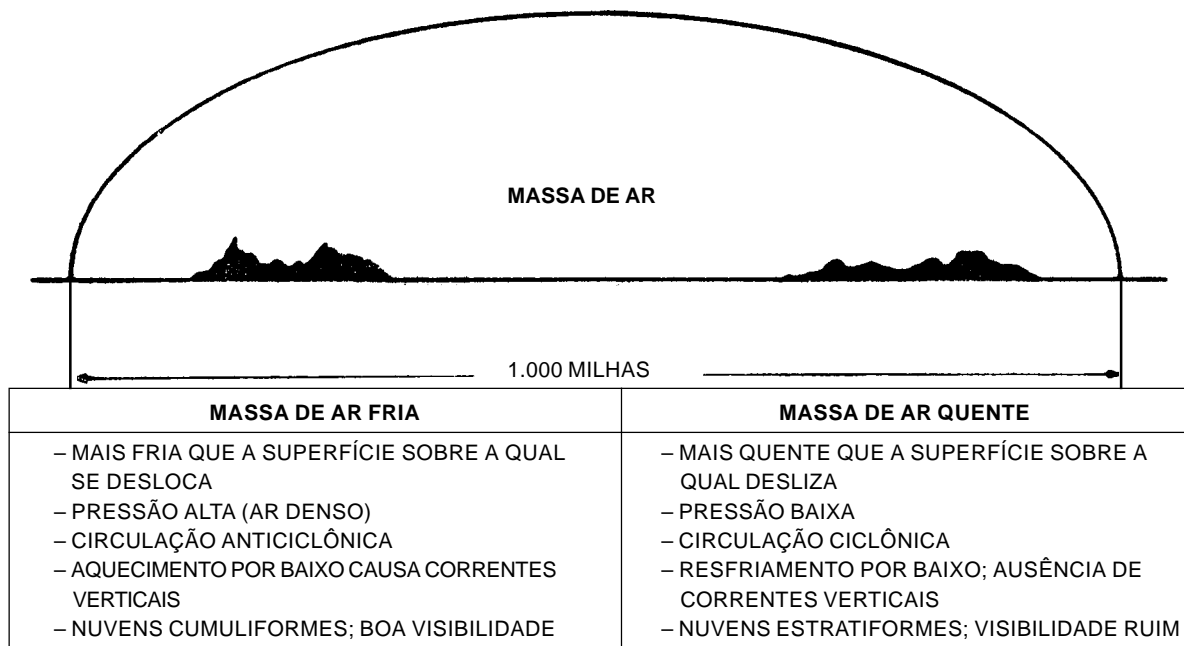
Como vimos, uma configuração que pode ocorrer em uma depressão é a formação de um **cavado**, onde as isóbaras tomam a forma de **V** (figura 45.41), constituindo a denominada **depressão em V**, que se forma em um colo isobárico (figura 45.35). O vento, nas **depressões em V**, não ronda como nas depressões 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 trovoadas. 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**

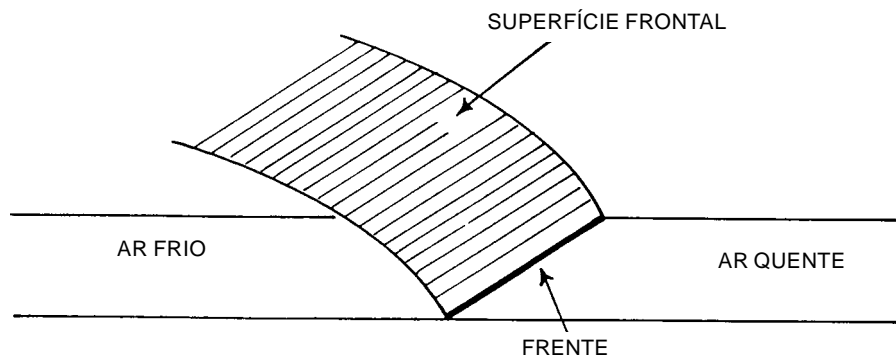


Quanto à origem, as massas de ar podem ser **polares**, quando provêm dos pólos; **tropicais**, quando oriundas das regiões tropicais; **continentais**, quando se originam nos continentes; e **marítimas**, quando se formam sobre os oceanos. Com relação à temperatura de seus níveis inferiores, as massas 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**.

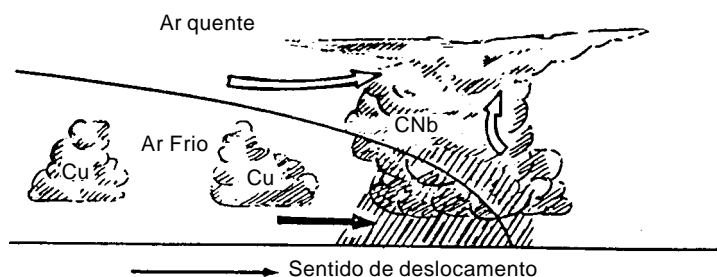
As **frentes** classificam-se em:

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

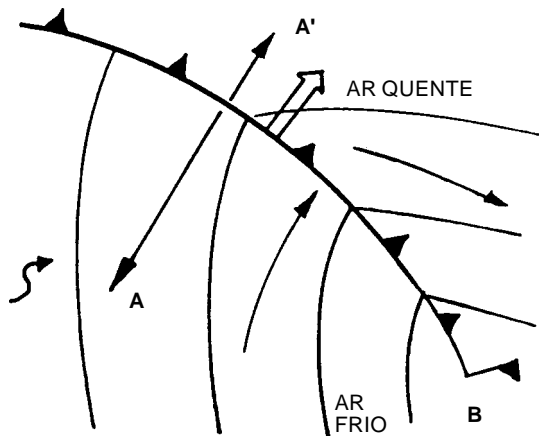
– **FRENTE FRIA**

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.

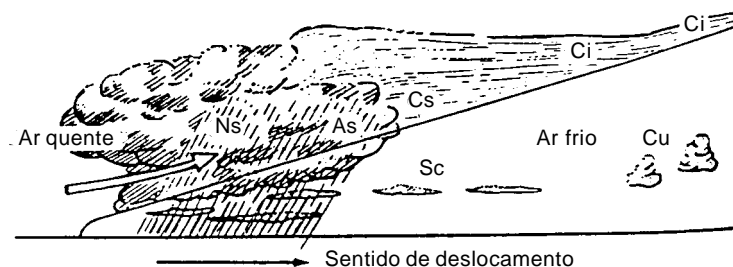
Quando o deslocamento da **frente fria** é lento, as mudanças não ocorrem tão bruscamente, mas sim lenta e gradativamente, formando nuvens estratiformes, que ocasionam precipitação contínua e persistente.

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**

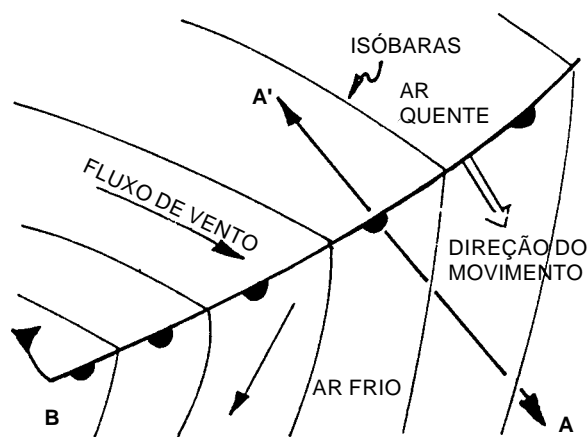
A **frente quente** ocorre quando há substituição do ar frio pelo ar quente à superfície. Na **frente quente**, então, o ar quente se desloca contra a massa de ar frio; como o ar quente é mais leve, a **frente quente** eleva-se sobre a massa de ar frio, formando uma rampa suave, com menor inclinação (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**

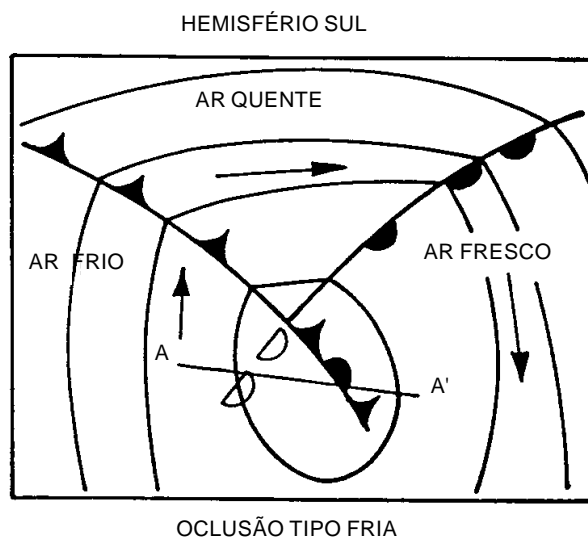


**- FRENTE OCLUSA**

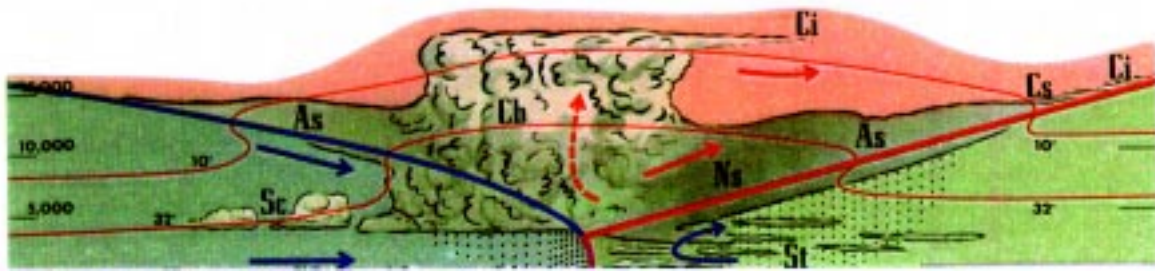
Uma **frente oclusa** é formada quando uma frente fria alcança uma frente quente e uma das duas frentes, quente ou fria, deixa de ter contacto com o solo, para elevar-se sobre a superfície da outra. A **frente oclusa**, assim, é proveniente do encontro de uma frente fria com uma frente quente; as **frentes 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.

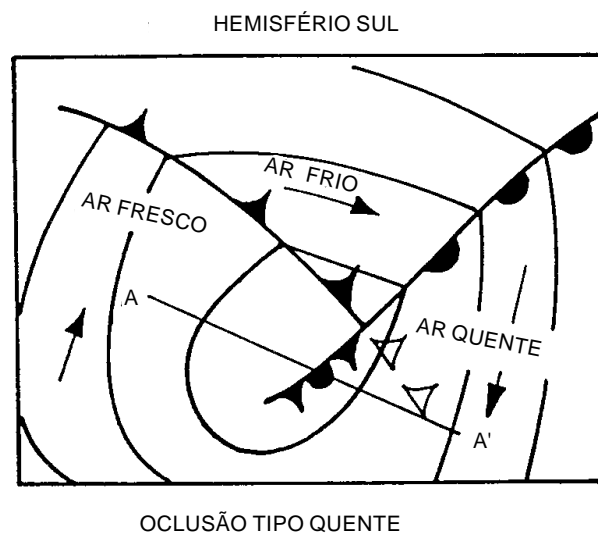
**Figura 45.52 - Frente Oclusa Fria**



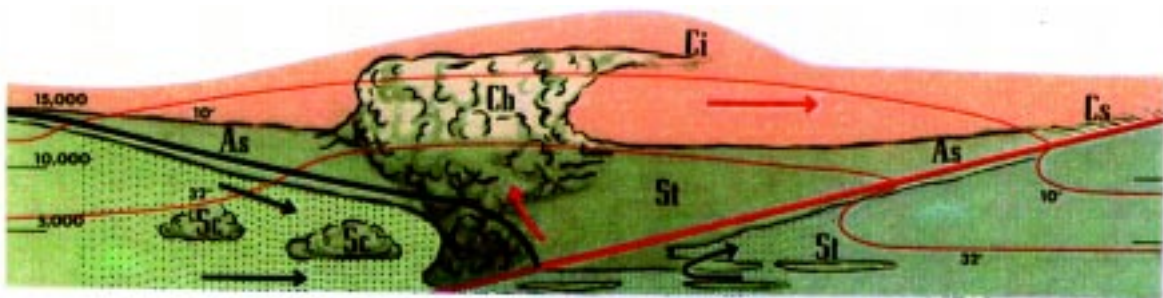
**Figura 45.53 - Oclusão Tipo Frente Fria**



**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



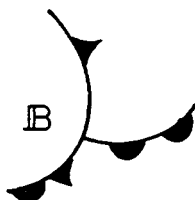
FRENTE QUENTE



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 conseqüência, 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 trovoada 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.

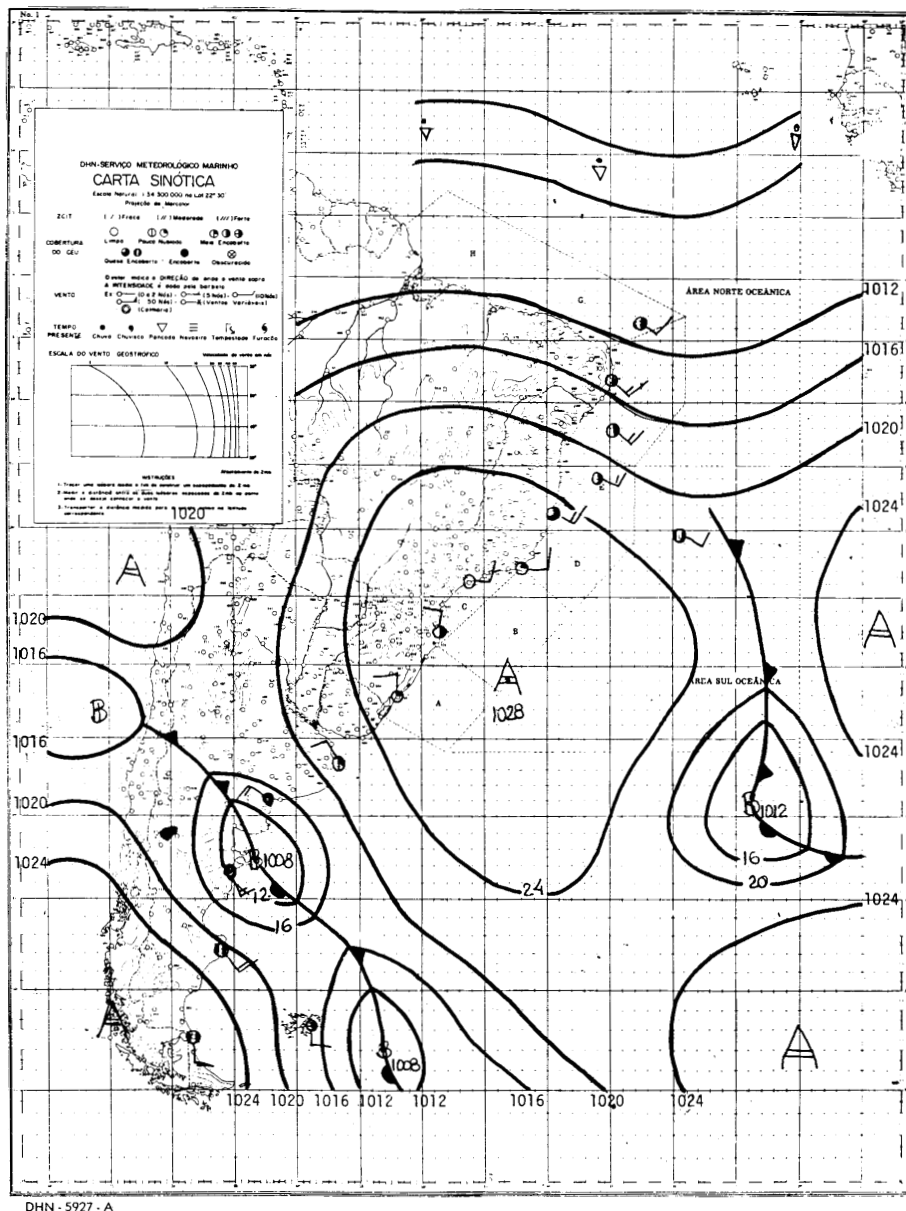
A turbulência térmica é causada pelo maior aquecimento da superfície da Terra, enquanto a turbulência frontal é provocada pela chegada de uma frente. Uma região turbulenta deve ser evitada, sempre que possível, pois é no interior ou nas proximidades de nuvens cumuliformes que surgem as maiores dificuldades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

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

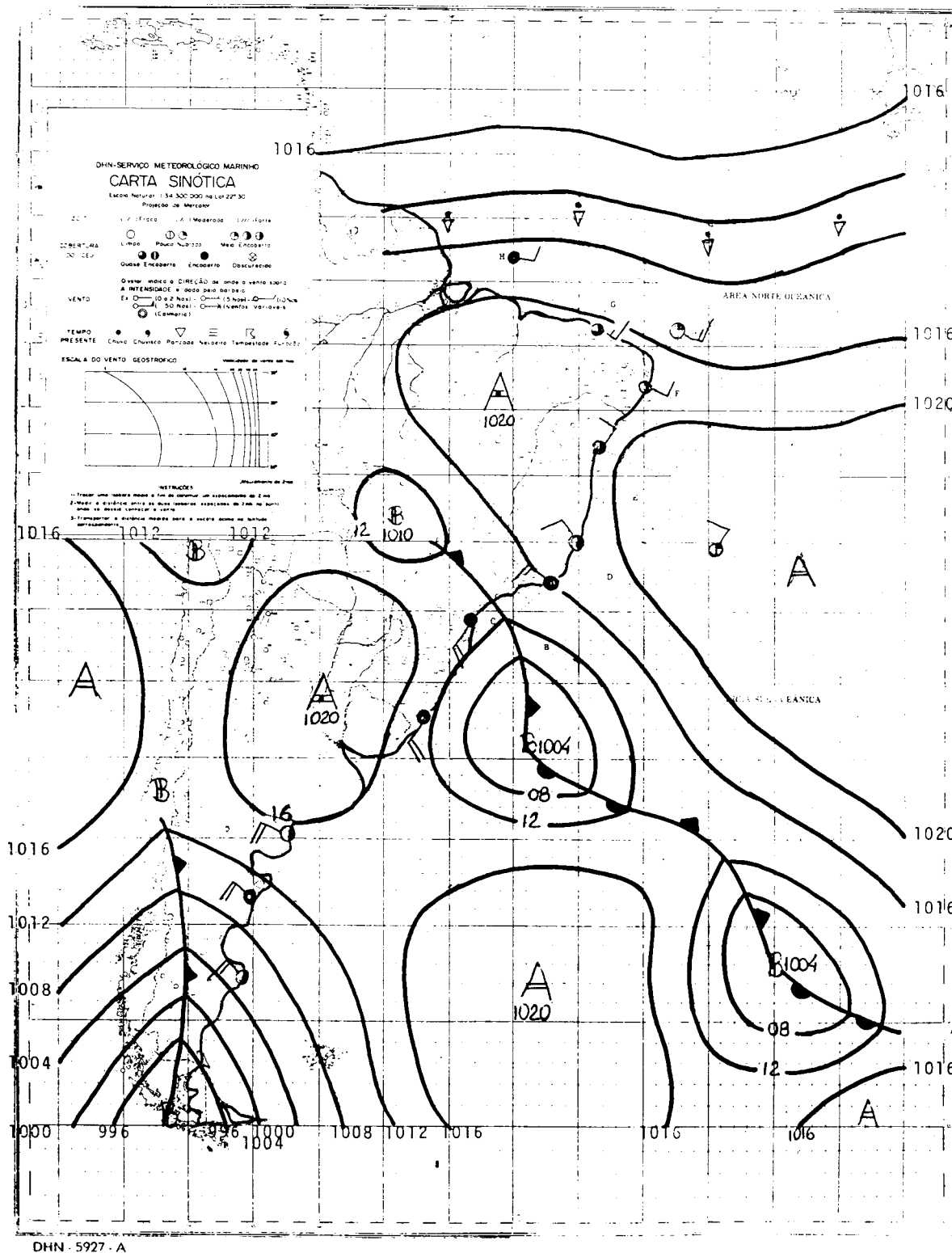
Na situação normal, de bom tempo, o anticiclone subtropical do Atlântico Sul domina o oceano e o litoral, que são banhados por ar tropical marítimo, quente e úmido. Os ventos, de fracos a moderados, variam de SE a NE; o tempo é bom, com nebulosidade. A temperatura sobe lentamente e há um declínio lento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

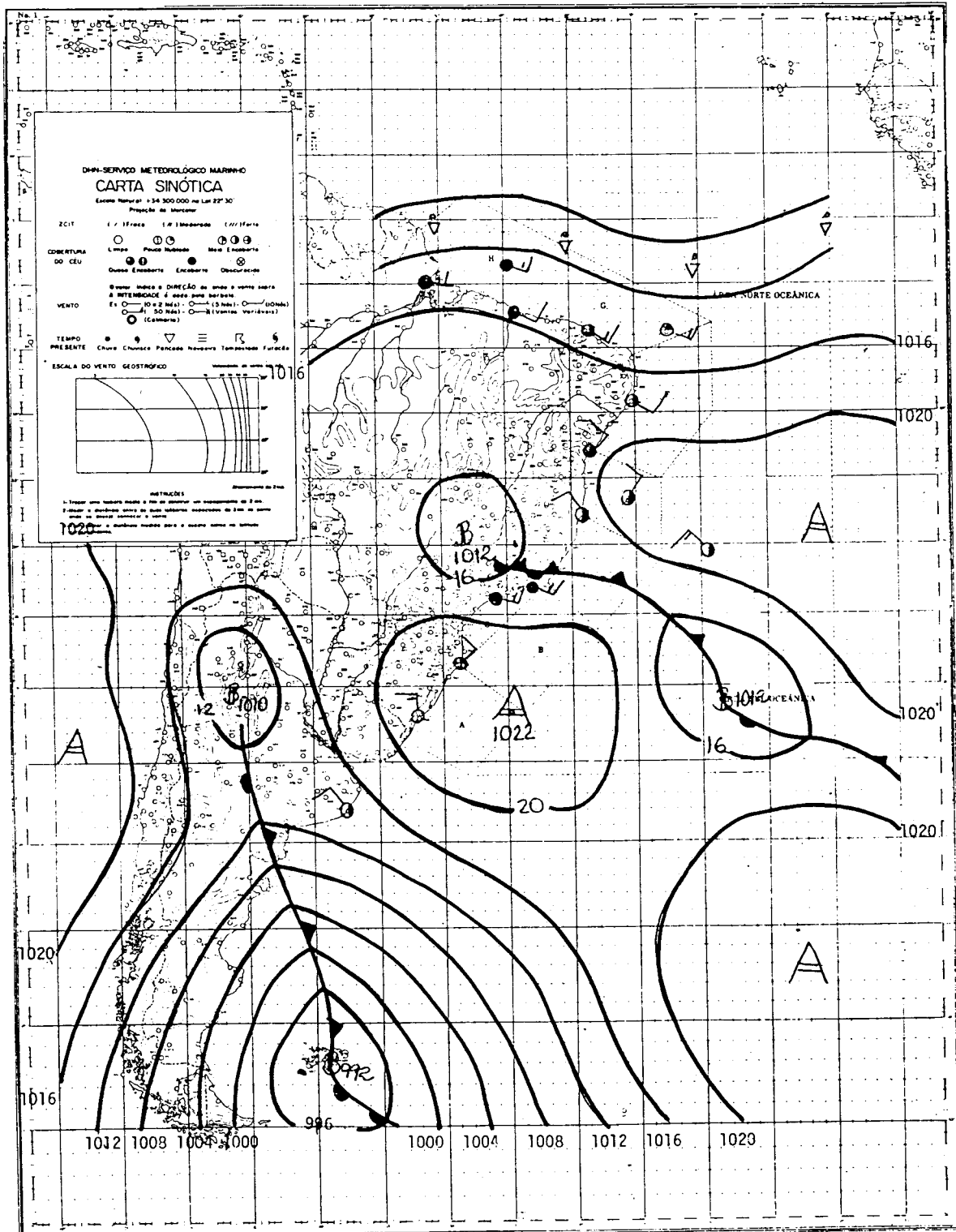
A massa de ar frio penetra na região tropical e, a seguir, se desloca para leste. Sua parte mais ao norte começa a perder as características de frente fria e, dentro em breve, transformar-se-á na massa de ar tropical. A sua extremidade inferior (ao sul) continua se deslocando para leste (figura 45.59).

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.

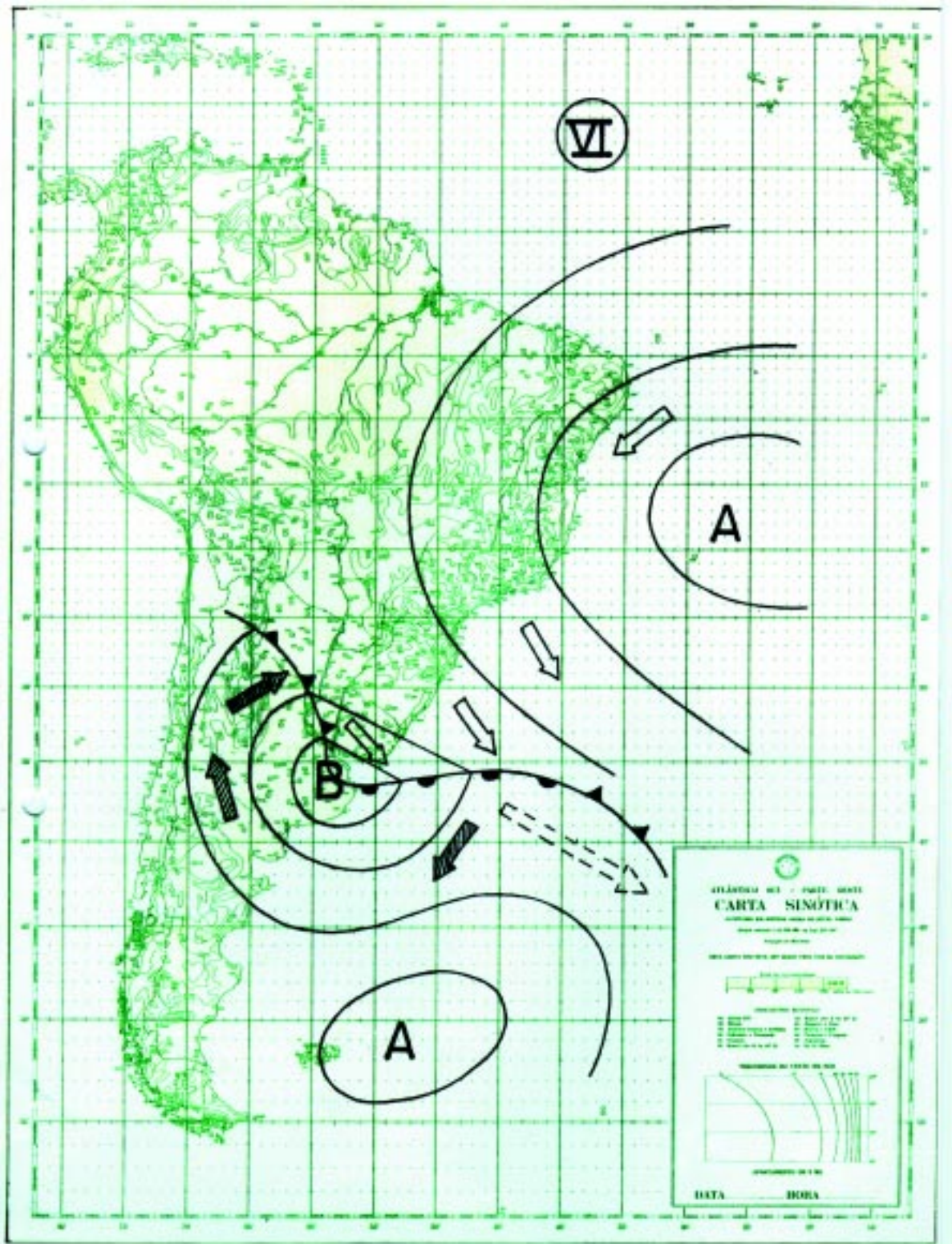
Figura 45.59 - Início da Dissipação (Frontólise)



DHN - 5927 - A

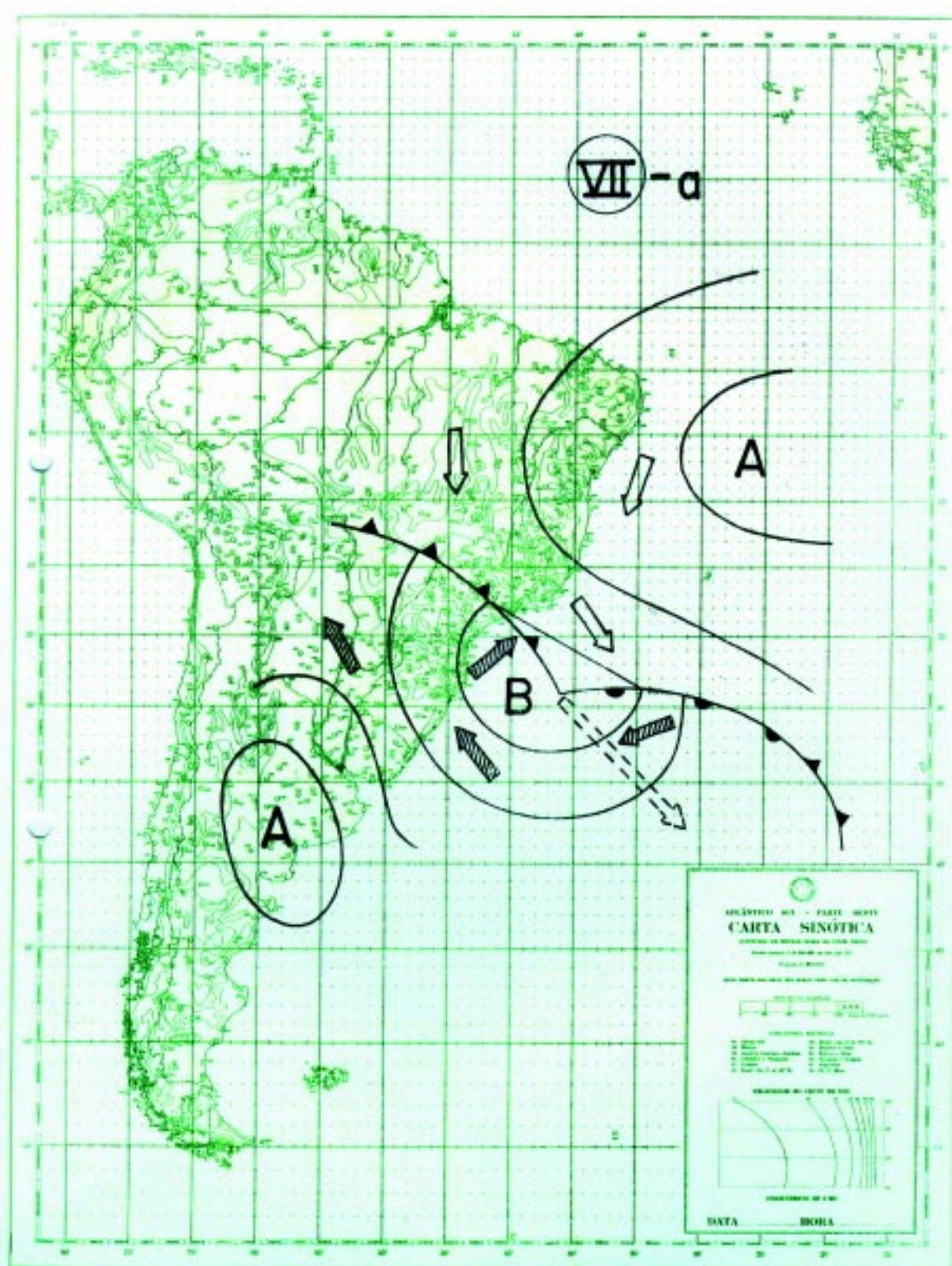
A evolução típica apresentada está sujeita a variações. A frente fria pode se deter no sul e formar depressões. O sul do Brasil fica, então, num setor quente, com ventos de NW e aquecimento pré-frontal (figura 45.60); sobrevem, depois, a frente fria, com os sintomas já descritos. Com o avançar da depressão para SE, a frente fria varre toda a costa sul, produzindo vento de SE, que ronda gradualmente para SW. Este fenômeno é mais comum no inverno.

**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.

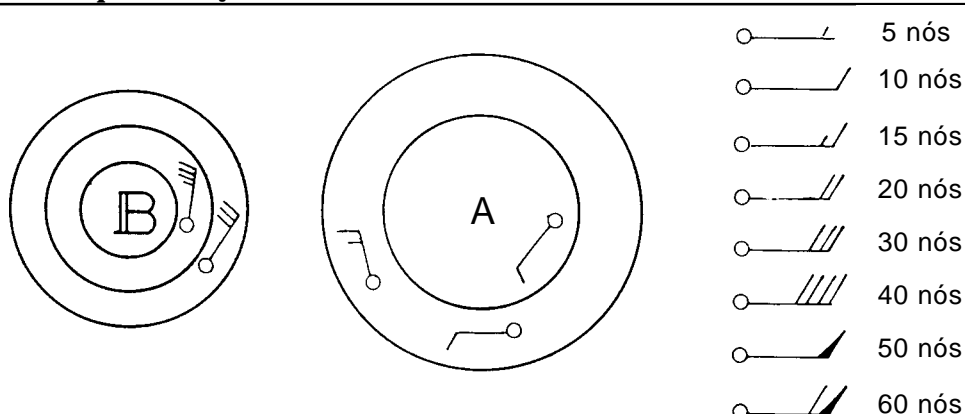
A distância média entre os centros de pressão é dada pela evolução típica do tempo fornecida pelos órgãos que fazem o trabalho de Climatologia. Quanto mais próximos estiverem os centros de pressão, mais forte será o vento.

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.







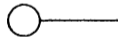
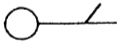
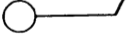
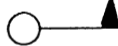
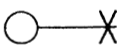







Quanto mais estreito for o espaçamento entre as isóbaras, maior será o gradiente de pressão e, portanto, maior será a intensidade do vento. Como sabemos, os ventos não sopram exatamente paralelos às isóbaras, formando ângulos de 20° a 30° para dentro, na direção dos centros de baixa pressão; nos anticiclones, 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 conseqüência, 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, conseqüentemente, 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;

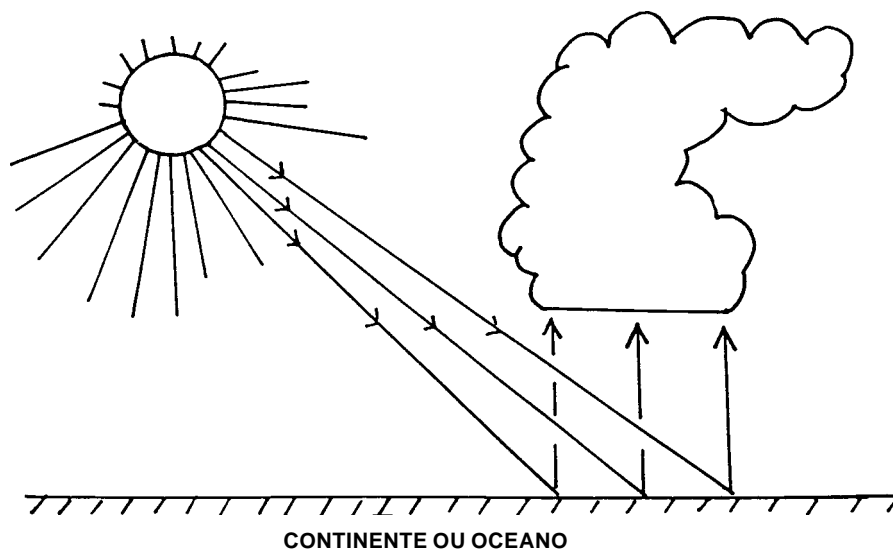
(6) os centros de alta pressão tendem a formar nuvens mais dispersas. Sobre o mar, freqüentemente, se verifica uma fina camada de stratocumulus;

(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;

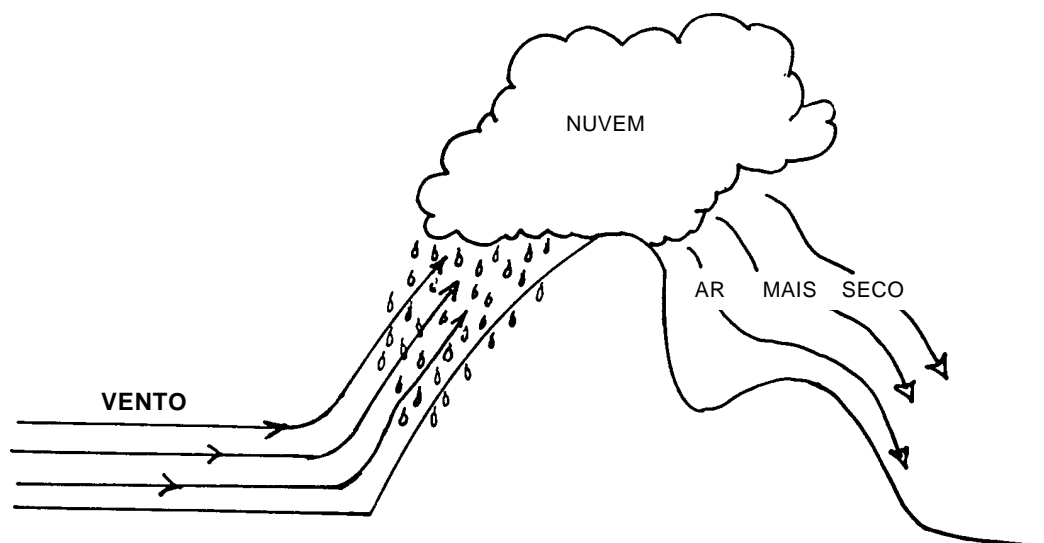
**Figura 45.63 - Nuvens Cumuliformes Provocadas pelo Aquecimento Diurno (Efeito Local)**



(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**

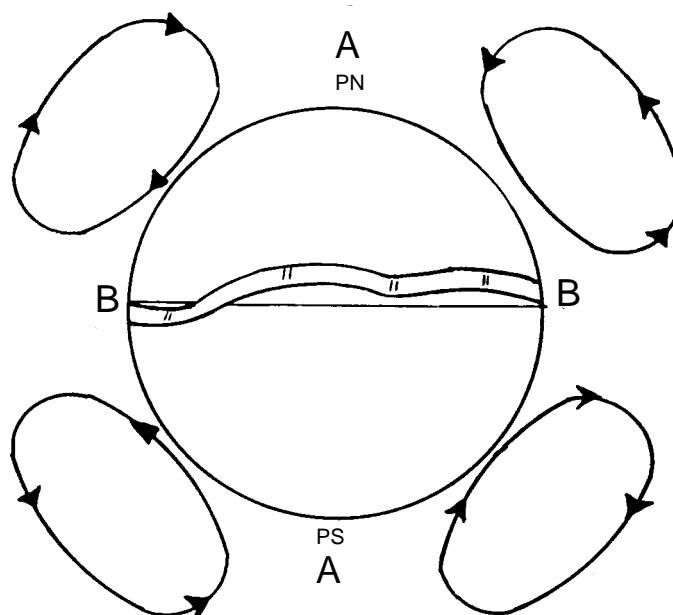


(12) a circulação nos centros de alta pressão, no Hemisfério Sul, é divergente e no sentido anti-horário (circulação anticiclônica);

(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 açoitado 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.

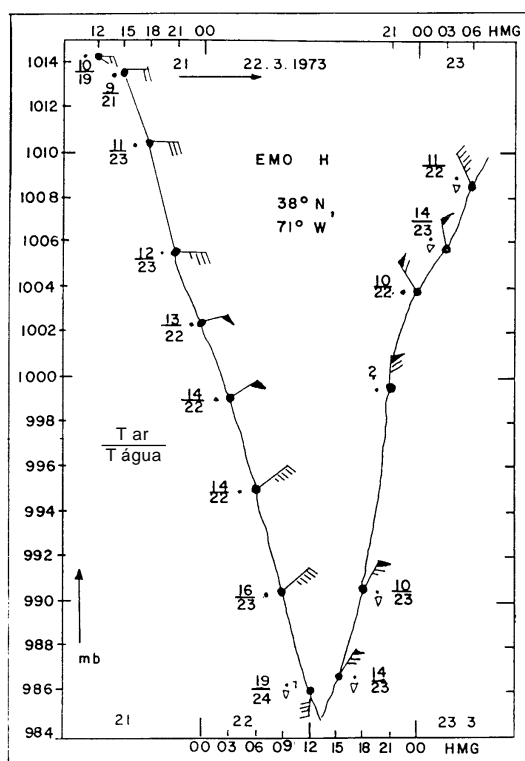
Utilizando os conceitos apresentados nos itens anteriores e realizando observações dos elementos meteorológicos, o navegante poderá efetuar a previsão do tempo a bordo.

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 (hectopascals) 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<sup>h</sup>, 03<sup>h</sup>, 06<sup>h</sup>, 09<sup>h</sup>, 12<sup>h</sup>, 15<sup>h</sup>, 18<sup>h</sup>, 21<sup>h</sup> e 24<sup>h</sup> 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 conseqüência 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
<b>MARÉ BAROMÉTRICA NORMAL</b>	
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	CONSEQÜÊNCIA
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;
- alto cumululus 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.

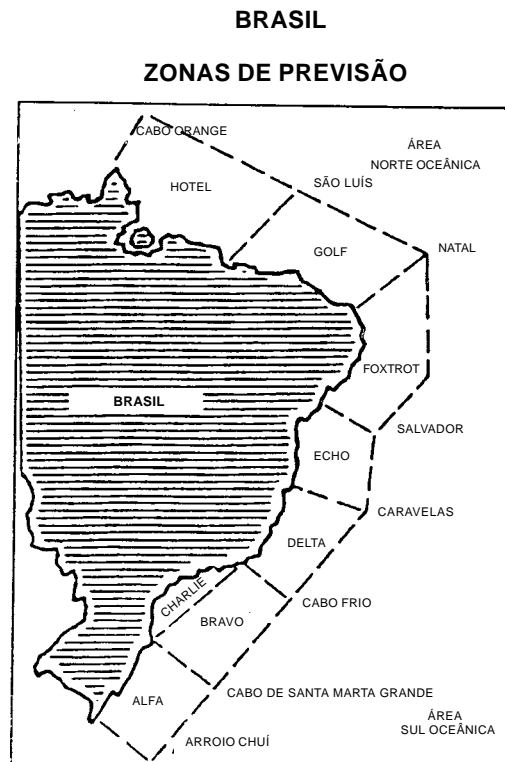
Mesmo sem plotar as partes V e VI é possível obter a indicação das posições dos centros de altas e baixas pressões, das frentes e o traçado das isóbaras, apenas decodificando a parte IV do boletim. O navegante, desde logo, pode presumir que a análise transmitida nesta parte do boletim foi elaborada por 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 (atrato) 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 <sup>2</sup> )	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.

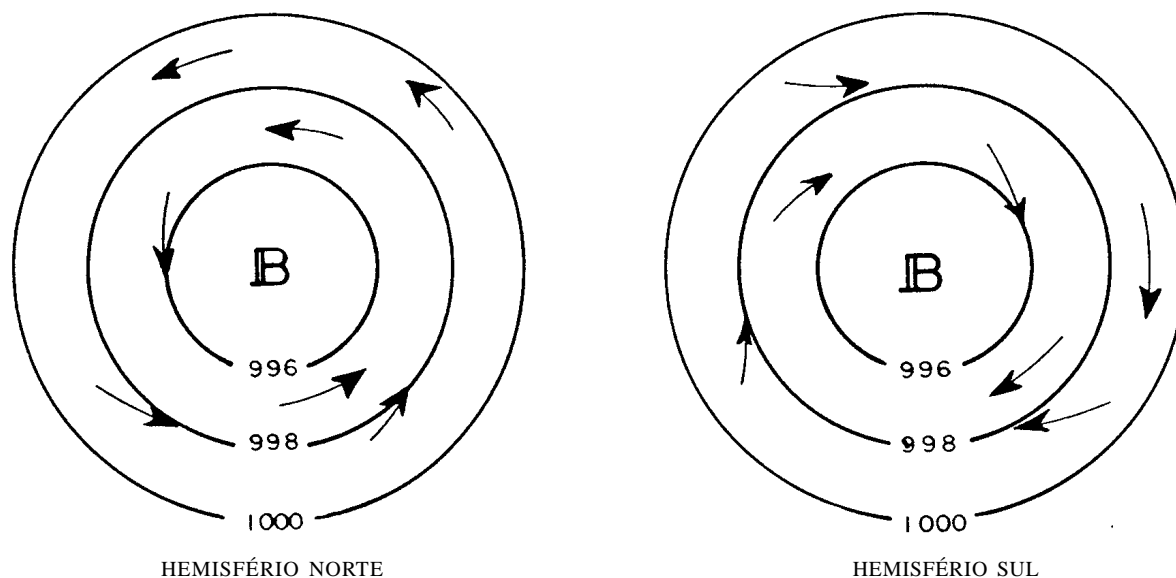
O quadro **DHN-5909 (Estado do Mar)** e as fotografias apresentadas no Apêndice a este capítulo também são muito úteis na classificação do **estado do mar**.

## 42.5 FORMAÇÃO E DESENVOLVIMENTO DAS TEMPESTADES E CICLONES TROPICAIS

### a. INTRODUÇÃO

Um ciclone é uma depressão barométrica ou baixa (B), delimitada por uma série de isóbaras fechadas, ovais ou quase circulares, que envolvem uma área de pressões baixas, isto é, uma área onde as pressões decrescem da periferia para o centro. Os ventos em torno de um ciclone giram no sentido anti-horário no Hemisfério Norte e no sentido horário no Hemisfério Sul (figura 42.14). Os ciclones são divididos em **ciclones extratropicais** e **ciclones tropicais**.

Figura 42.14 - Circulação do Vento em Torno de uma Baixa



Os **ciclones tropicais** originam-se nas zonas tropicais, sobretudo nas faixas situadas entre os paralelos de 5° e 20° de Latitude, nos dois hemisférios. Embora, em geral, se pareçam com os ciclones extratropicais, que têm sua gênese em Latitudes mais altas, há importantes diferenças, sendo a principal a concentração, nos ciclones tropicais, de uma enorme quantidade de energia em uma área relativamente pequena. Apesar de menos freqüentes, em comparação com as tempestades de médias e altas Latitudes, os ciclones tropicais têm um poder de destruição que excede em muito o de qualquer outro tipo de tempestade. Por causa de sua fúria e por serem fenômenos predominantemente oceânicos, os ciclones tropicais merecem uma atenção especial de todos os navegantes, profissionais ou amadores. A melhor manobra frente a uma tempestade ou ciclone tropical é, se possível, evitá-lo.

## b. CLASSIFICAÇÃO

Em sucessivos estágios de intensificação, os ciclones tropicais podem ser classificados como perturbação tropical, depressão tropical, tempestade tropical e furacão ou tufão.

– **Perturbação tropical:** é um sistema convectivo discreto, geralmente com 100 a 300 milhas de diâmetro, com caráter migratório e não-frontal (ou seja, não está associado a uma frente), e que mantém sua identidade por 24 horas, ou mais. Pode, ou não, estar associada com uma perturbação notável no campo de ventos. Uma perturbação tropical não apresenta ventos fortes, nem isóbaras fechadas (isto é, isóbaras que circundam completamente a baixa).

– **Depressão tropical:** é uma baixa mais desenvolvida, que já apresenta uma ou mais isóbaras fechadas e alguma circulação rotativa na superfície. O vento máximo mantido é de 33 nós (força 7 na Escola Beaufort).

– **Tempestade tropical:** apresenta um sistema de isóbaras fechadas em torno do centro da baixa e uma nítida circulação rotativa. O vento máximo mantido de superfície varia de 34 a 63 nós (forças 8 a 11 na Escala Beaufort).

– **Furacão ou tufão:** apresenta um pronunciado sistema de isóbaras fechadas em torno do centro da depressão e uma circulação rotativa muito intensa, com ventos de 64 nós, ou mais, de velocidade (força 12 na Escala Beaufort).

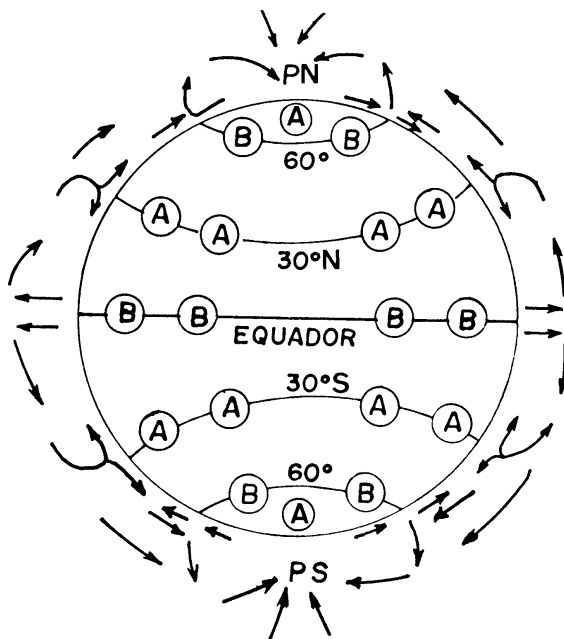
## c. ÁREAS DE OCORRÊNCIA, ÉPOCAS E FREQUÊNCIAS

Na faixa entre o Equador e a zona de alta pressão extratropical (cerca de 30° N e 30°S) mostrada na figura 42.15, formam-se os ciclones tropicais, que ocorrem, quase que inteiramente, em 6 regiões distintas, sendo 4 no Hemisfério Norte e 2 no Hemisfério Sul, conforme representado na figura 42.16. O nome pelo qual o ciclone tropical é conhecido varia com a região onde ocorre.

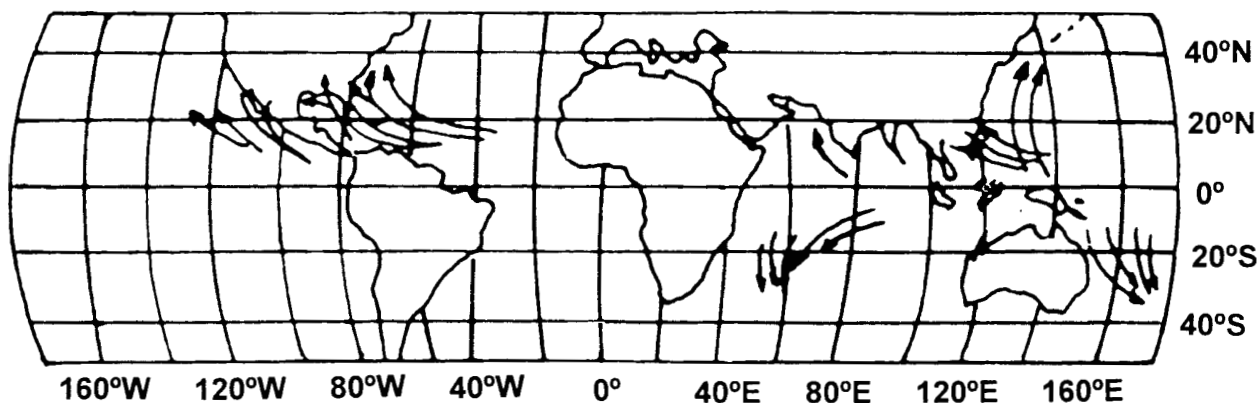
– **Região I – Atlântico Norte:** embora ciclones tropicais possam afetar o Oceano Atlântico Norte em qualquer mês, a maior ameaça situa-se ao sul do paralelo de 35° N, no período de **junho a novembro**. **Agosto, setembro e outubro** são os meses de incidência mais alta. Cerca de 9 a 10 ciclones tropicais (tempestades tropicais e furacões) formam-se em cada estação; 5 ou 6 alcançam intensidade de furacão (ventos de 64 nós, ou mais). Alguns furacões já geraram ventos cuja velocidade foi estimada em 200 nós. No início e no final da estação de furacões, as tempestades normalmente se desenvolvem a Oeste do meridiano de 050° W; no auge da estação (meses de agosto e setembro), entretanto, a área de gênese estende-se para Leste até o arquipélago de Cabo Verde.

Estas tempestades, em geral, movem-se para W, ou para WNW, com velocidades da ordem de 15 nós nas Latitudes mais baixas. Quando alcançam o Norte do Mar do Caribe ou a região das Grandes Antilhas, podem penetrar no Golfo do México ou recurvar para a direita, acelerando conforme se propagam pelo Oceano Atlântico Norte. Algumas tempestades recurvam após alcançar o Golfo do México, enquanto outras prosseguem para W até alcançar a costa. No Oceano Atlântico Norte, os ciclones tropicais totalmente desenvolvidos (com ventos de mais de 64 nós) são denominados **furacões**.

**Figura 42.15 - Circulação Geral da Atmosfera e Zonas de Altas e Baixas Pressões Semi-Permanentes**



**Figura 42.16 - Áreas de Ocorrência e Trajetórias de Ciclones Tropicais**



- **Região II - Pacífico Nordeste:** ao longo da costa ocidental da América Central e da costa Oeste do México, a estação de ciclones tropicais estende-se de **junho a outubro/novembro**, embora possam se formar tempestades em qualquer mês. Uma média de 15 ciclones tropicais (tempestades tropicais e furacões) formam-se a cada ano, com cerca de 6 alcançando força de furacão. As tempestades mais intensas são, muitas vezes, as de início e término da estação; estas têm suas gêneses próximo da

costa e bem para o sul. As tempestades do meio da estação formam-se em qualquer lugar de uma larga faixa situada entre a costa do México/América Central e o Hawaii. **Agosto** e **setembro** são os meses de maior incidência. Estas tempestades são, normalmente, menores em tamanho do que as suas contrapartes do Atlântico Norte, embora possam ser tão intensas como aquelas. No Pacífico Nordeste também se usa a denominação **furacão** para os ciclones tropicais mais fortes (ventos > 64 nós).

– **Região III – Pacífico Noroeste:** esta é a área da Terra onde se forma o maior número de ciclones tropicais. Mais de 25 se desenvolvem anualmente e cerca de 18 tornam-se tufões. Estes **tufões** são os maiores e mais intensos ciclones tropicais do mundo. A cada ano, uma média de 5 geram ventos de mais de 130 nós de velocidade; circulações ciclônicas intensas cobrindo mais de 600 milhas são comuns. A maioria destas tempestades forma-se a Leste das Filipinas, movendo-se para **W** através do Oceano Pacífico, na direção das Filipinas, Japão e China; umas poucas têm suas gêneses no sul do Mar da China. A estação estende-se de **abril** a **dezembro**, com algumas tempestades durante todo o ano (ciclones tropicais fora da estação são mais comuns nesta área que em qualquer outro lugar). O pico da estação ocorre no período de **julho** a **outubro**, quando se desenvolvem quase 70% dos **tufões**. Há uma notável mudança sazonal na trajetória das tempestades nessa região; de **julho** a **setembro**, os **tufões** ou tempestades tropicais movem-se ao norte das Filipinas e depois recurvam para a direita, enquanto no início e no término da estação os ciclones tropicais deslocam-se num rumo **W** através das Filipinas, antes de recurvarem. No Pacífico Noroeste um ciclone tropical totalmente desenvolvido é denominado de **tufão** (palavra que significa “vento forte” na língua falada na ilha de Formosa, ou Taiwan); nas Filipinas é chamado de **baguio**.

– **Região IV – Oceano Índico Norte:** ciclones tropicais se desenvolvem no Golfo de Bengala e no Mar da Arábia durante a primavera e o outono (do Hemisfério Norte), isto é, de **maio** a **junho** e de **outubro** a **novembro**. Os ciclones tropicais nesta área formam-se entre as Latitudes de 08° N e 15° N, exceto de junho/julho a setembro, quando a pequena atividade que ocorre fica confinada ao norte do paralelo de 15° N. Estas tempestades são, normalmente, mais fracas e de vida curta; entretanto, ventos de 130 nós já foram registrados. Muitas vezes, elas se desenvolvem como perturbações ao longo da Zona de Convergência Intertropical (ITCZ – “Intertropical Convergence Zone”); isto inibe sua formação durante o verão, quando a ITCZ está, normalmente, sobre terra (estação de monções de SW). Contudo, a ITCZ é algumas vezes deslocada para o sul durante o verão e, quando isto ocorre, formam-se ciclones tropicais sobre as planícies inundadas de Bengala, com grande devastação em Bangla Desh. Em média, formam-se no Oceano Índico Norte 6 tempestades ciclônicas a cada ano, sendo que 2 geram ventos de grande intensidade (> 48 nós). Anualmente, outros 10 ciclones tropicais desenvolvem-se na região apenas até o estágio de depressão tropical (vento máximo de 33 nós). O Golfo de Bengala é a área de maior incidência, porém não é raro uma tempestade mover-se através do sul da Índia e reintensificar-se no Mar da Arábia, principalmente no mês de **outubro**, que é o de mais alta frequência de ocorrência do fenômeno na estação de ciclones tropicais. É também durante tal período que chuvas torrenciais dessas tempestades caem sobre as planícies já inundadas, causando cheias desastrosas. No Oceano Índico Norte os fenômenos intensos são chamados de **ciclones** ou **tempestades ciclônicas**.

– **Região V – Oceano Índico Sul:** tempestades tropicais ocorrem nas águas a Oeste do meridiano de 100° E, até a costa Leste da África, de **dezembro** a **abril**, de 05° S até 25° S, sendo comparativamente raras de maio a novembro. Uma média de 11 ciclones

tropicais formam-se a cada ano na região e cerca de 6 por ano alcançam completo desenvolvimento (ventos > 64 nós), sendo, então, denominados de **ciclones**. Os fenômenos têm suas gêneses na parte Oeste do Oceano Índico Sul, entre as Latitudes de 07° S e 15° S. O rumo inicial da trajetória situa-se entre WSW (250°) e SSW (200°); depois, recurvam-se para a esquerda (entre as latitudes de 15° S e 20° S) e seguem uma trajetória SE (135°), como mostrado na figura 42.17. A Latitude de recurvatura normalmente migra de cerca de 20° S, em janeiro, para em torno de 15° S, em abril. A velocidade do deslocamento do sistema é de 10 a 15 nós antes de recurvar, aumentando para 20 a 25 nós após a recurva (podendo chegar a 40 nós). Após cruzar o paralelo de 30° S, essas tempestades algumas vezes se transformam em baixas extratropicais intensas.

**Figura 42.17 – Trajetórias dos Ciclones no Oceano Índico Sul**



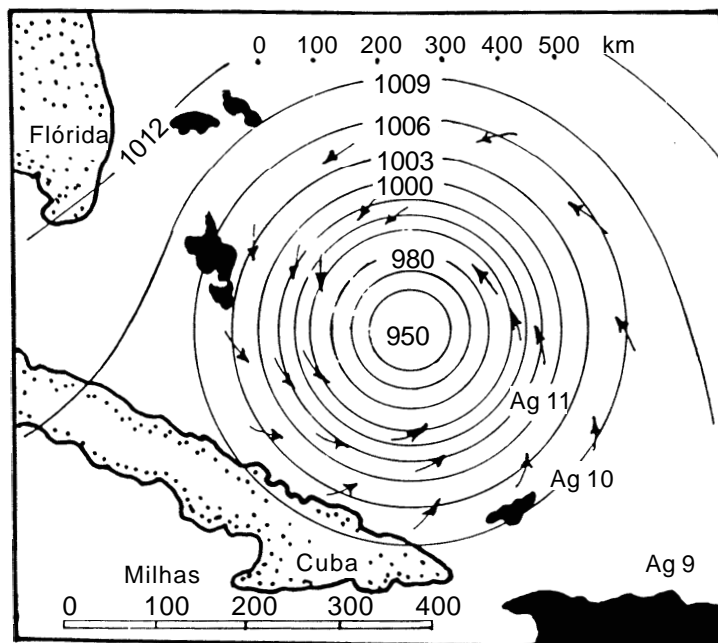
– **Região VI – Pacífico Sudoeste e área da Austrália:** nessas águas tropicais ocorrem, em média, 15 ciclones tropicais anualmente, 4 dos quais atingem intensidade de furacão. A estação estende-se de **novembro/dezembro** até **abril**, embora possam se formar tempestades em qualquer mês do ano. A atividade é mais intensa em janeiro e fevereiro, sendo mais provável que, nestes meses, os ciclones tropicais afetem Fiji, Samoa e as outras ilhas mais a leste. Na área da Austrália formam-se ciclones tropicais nas águas de 105° E até 160° W, entre as latitudes de 05° S e 20° S. As tempestades que afetam o norte e o oeste da Austrália desenvolvem-se, normalmente, no Mar de Timor e no Mar de Arafura, enquanto que as que castigam a costa leste se formam no Mar de Coral. Estas tempestades são, em geral, pequenas, mas podem gerar ventos da ordem de 130 nós ou mais. A Nova Zelândia é, algumas vezes, alcançada por tempestades do Mar de Coral, já em dissipação; ocasionalmente, entretanto, pode ser atingida por um intenso furacão. Geralmente, os ciclones tropicais nesta região movem-se de início para SW e depois recurvam para a esquerda, assumindo uma trajetória SE. A denominação ciclone é usada, tal como no Oceano Índico Sul. Um ciclone tropical severo que se origina no Mar de Timor e move-se sucessivamente para SW e SE através do interior do noroeste da Austrália é chamado de **willy-willy**.

A única área tropical em que não ocorrem ciclones tropicais é a do Oceano Atlântico Sul.

## d. GÊNESE E CARACTERÍSTICAS

As faixas situadas entre os paralelos de  $5^{\circ}$  e  $20^{\circ}$ , nos dois hemisférios, são freqüentemente perturbadas, sobretudo no fim da estação quente, por depressões intensas e profundas, que produzem ventos violentíssimos e precipitações torrenciais. Os ciclones tropicais só se formam sobre os oceanos, onde existe ar úmido, quente, convectivamente instável até grandes alturas, e naquelas Latitudes em que a Força de Coriolis é suficiente para transformar a convergência em circulação fechada, isto é, em Latitudes nunca inferiores a  $5^{\circ}$ . A configuração final de um ciclone é sempre a de um turbilhão violento, sem frentes, de 50 a 800 milhas de diâmetro (500 milhas, em média), de pronunciado gradiente bórico e isóbaras quase circulares, conforme representado na figura 42.18.

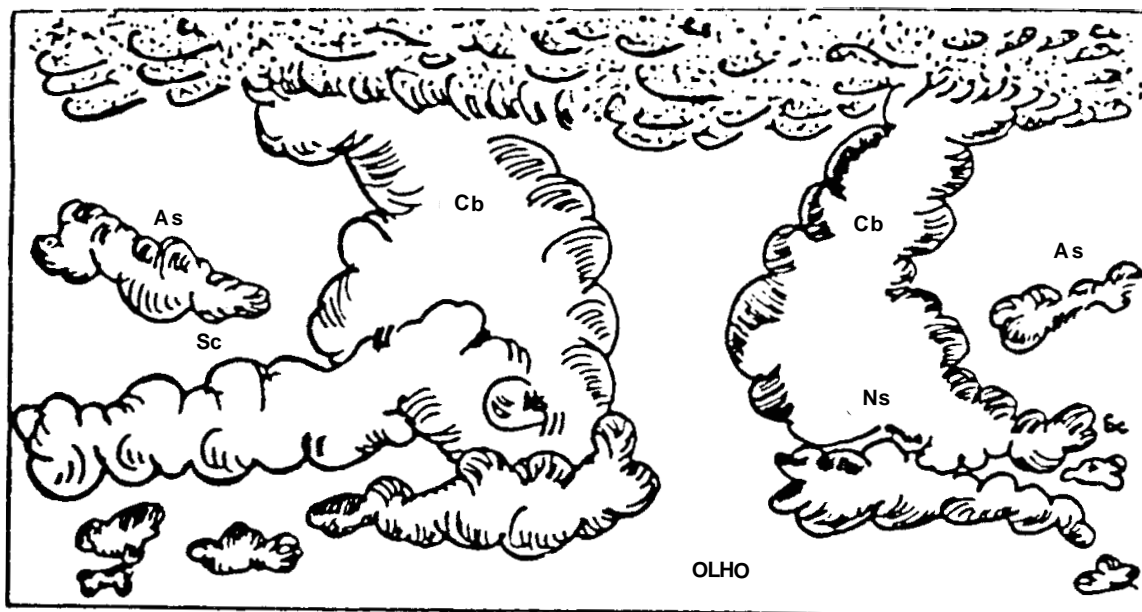
**Figura 42.18 - Cilclone Tropical**



A intensa convecção produz grandes aglomerados de cumulonimbus, mostrados na figura 42.19. Os ciclones tropicais são essencialmente um fenômeno marítimo, pois não podem existir sem um suprimento contínuo de ar úmido e instável. Rapidamente se dissipam quando privados deste suprimento e, quando invadindo um continente, têm a circulação retardada pelo atrito.

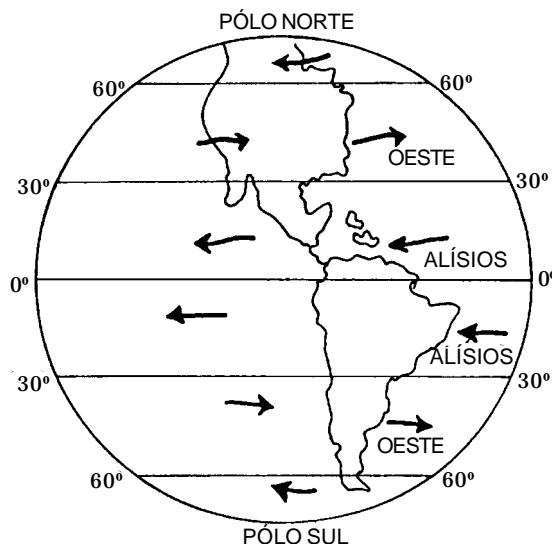
Os ciclones tropicais formam-se tendo como origem uma perturbação sinótica (baixa) pré-existente, entre  $5^{\circ}$  e  $20^{\circ}$  de latitude. A intensificação (aprofundamento) pode ser um processo de evolução lenta, exigindo dias inteiros para que se desenvolva. Pode, porém, seguir um ritmo acelerado, bastando 12 horas para produzir um **olho** perfeitamente formado. Nem todos os ciclones tropicais transformam-se em furacões. Algumas tempestades dissipam-se em menos de 24 horas, mesmo com ventos atingindo grandes intensidades. Outras percorrem grandes distâncias como simples depressões tropicais (vento máximo de 33 nós). Se houver intensificação, a pressão mais baixa torna-se inferior a 1.000 mb e o sistema se estrutura, girando em espiral em direção ao centro. Quando atinge a maturidade, a pressão à superfície deixa de baixar no centro da depressão, ao mesmo tempo em que a velocidade do vento pára de crescer. Em lugar disso, a circulação se expande durante este estágio, que pode durar até uma semana. Ventos com força de furacão podem soprar em um círculo de 30 a 50 km de raio no início do estágio de maturação, aumentando o raio para cerca de 300 km quando o processo está completo.

Figura 42.19 – Concentração de Cumulonimbus (Cb) no Ciclone Tropical



Quando o ciclone recurva (para a direita no Hemisfério Norte e para a esquerda no Hemisfério Sul) e penetra na faixa dos ventos Oeste (figura 42.20), seu tamanho se reduz e o sistema, normalmente, se enfraquece. Noutras ocasiões, somente diminuem as características tropicais.

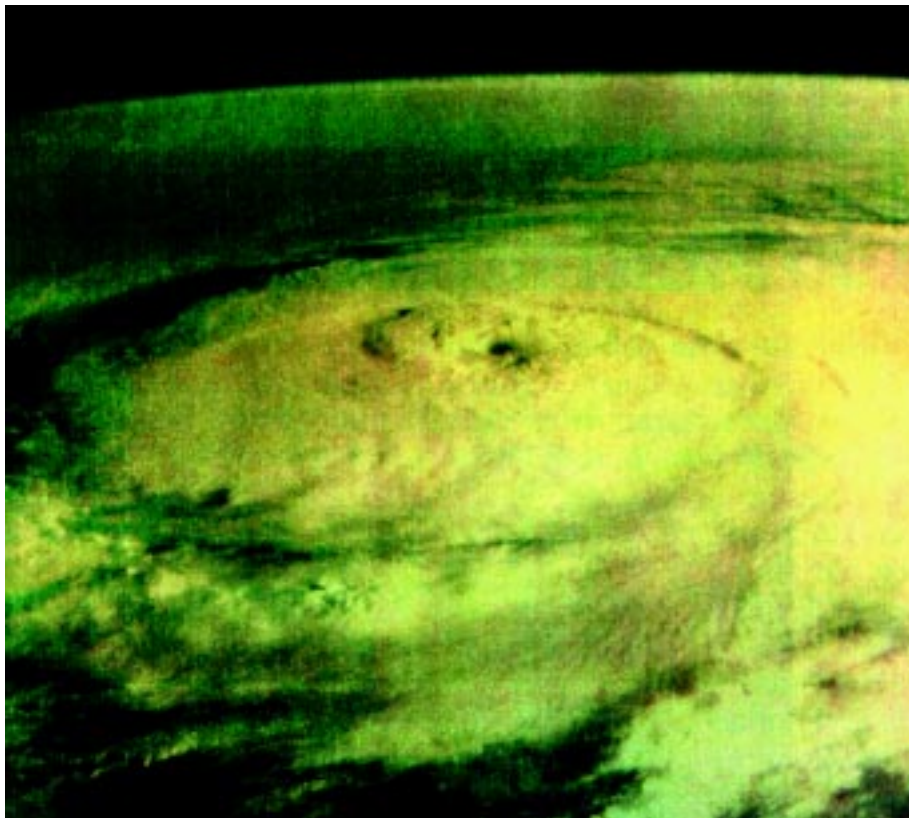
Figura 42.20 – Os Ciclones Tropicais se Enfraquecem quando Penetram na Faixa dos Ventos Oeste



No centro do ciclone tropical existe, normalmente, uma área de 10 a 15 milhas de diâmetro denominada de **olho da tormenta** (em média, o diâmetro do olho é de cerca de 14 milhas, embora diâmetros de 25 milhas não sejam incomuns). Nessa área, de calma relativa, a temperatura é mais alta e a umidade mais baixa que no resto da tormenta, a pressão é mínima e o vento fraco e variável (10 a 15 nós), mas o mar é revolto e desencontrado. Ao redor da periferia do olho, a velocidade do vento aumenta rapidamente, de calma relativa a completa fúria. As nuvens, que se dispunham em camadas delgadas, com aberturas no olho, tornam-se pesadas, com espessos cumulonimbus, ventos extremamente fortes e chuvas torrenciais. A figura 42.21 mostra uma fotografia satélite de um furacão, com ventos de 120 nós girando em torno de uma

depressão de 940 mb. Ventos com força de furacão estendem-se por 50 milhas em todas as direções, produzindo mar com ondas de 40 pés (12 metros) de altura. O sistema já atingiu a maturidade, não havendo mais intensificação, porém o furacão começa a se expandir; em 2 dias ventos com força de tempestade (34 a 63 nós) estendem-se para fora até 200 milhas do olho, enquanto ventos com intensidade de furacão (>64 nós) alcançam 75 milhas do centro. Então, o furacão começa a recurvar e diminui sua violência; esta curva marca o início do seu fim. Se for uma tempestade de agosto, sua média de vida é de 12 dias; se ocorrer em julho ou outubro/novembro, pode-se esperar uma vida média de 8 dias.

**Figura 42.21 - Fotografia Satélite de um Furacão**



Um ciclone tropical tem dois movimentos: a circulação dos ventos em torno do centro (no sentido anti-horário no Hemisfério Norte e no sentido horário no Hemisfério Sul) e o deslocamento do sistema. O movimento inicial do ciclone tropical é na direção **W**, impulsionado pelos ventos alísios, que sopram na região onde se formou. Depois, se recurvam em direção ao pólo (para a direita no Hemisfério Norte e para a esquerda no Hemisfério Sul), ao longo de uma trajetória mais ou menos parabólica. A velocidade do centro de um ciclone em sua trajetória depende de seu estágio. Normalmente, no início é de 10 a 15 nós, antes de descrever sua curva. Depois disso, a velocidade aumenta para 20, 25 nós, ou mais. Nem todas as trajetórias das tempestades tropicais se curvam.

O sistema pode ser dividido em dois semicírculos. No **semicírculo perigoso** à navegação, a velocidade do vento se soma com a velocidade do movimento do sistema. Este é o **semicírculo direito** no Hemisfério Norte e o **semicírculo esquerdo** no Hemisfério Sul. No **semicírculo de manobra (navegável)**, a velocidade do vento se opõe à velocidade do movimento do sistema. Este é o **semicírculo esquerdo** no Hemisfério Norte e o semicírculo direito no Hemisfério Sul.

## 42.6 SINAIS PRECURSORES DOS CICLONES TROPICAIS. APROXIMAÇÃO DA TORMENTA

Ao comandante de um navio sujeito a atravessar regiões onde ocorrem tempestades tropicais não basta somente o conhecimento das épocas e das regiões mais perigosas. É indispensável, também, o entendimento das causas da formação de tempestades de características ciclônicas e, o que é mais importante, o que fazer, dentro da boa técnica marinheira, para evitar ou minimizar as conseqüências desse tipo violento de mau tempo.

Assim sendo, para melhor compreensão de todos os componentes que formam essas tempestades, é bom que o navegante saiba que uma tempestade tropical se origina em uma baixa pressão e que, no Hemisfério Norte, a circulação em torno de uma baixa pressão é no sentido contrário aos ponteiros do relógio; no Hemisfério Sul esta circulação se faz no sentido dos ponteiros do relógio.

Entretanto, nem todas as depressões na região tropical e nos meses típicos evoluirão para uma tempestade tropical.

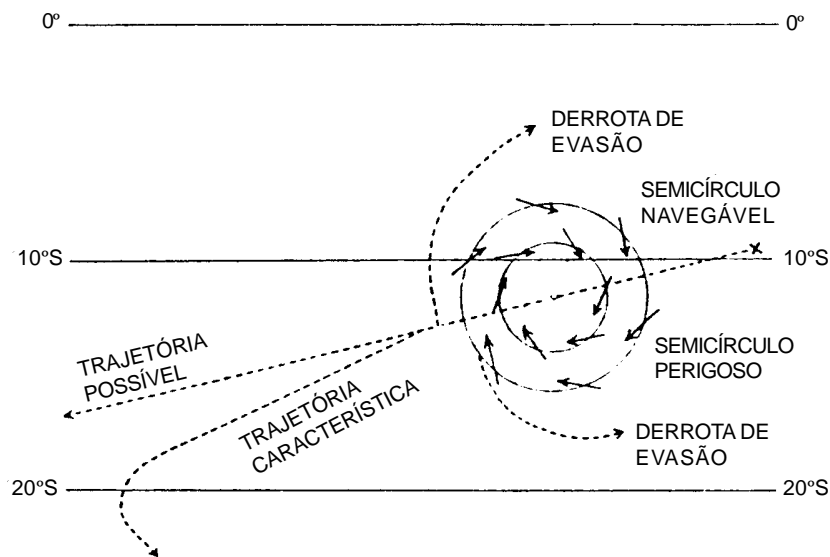
O primeiro cuidado a ser tomado pelo navegante em zonas sujeitas a esse tipo de fenômeno é a atenção com o barômetro. O recebimento e a leitura cuidadosa dos boletins de mau tempo é fundamental, já que uma baixa até atingir o estágio final de tempestade percorre a seguinte escala:

FENÔMENO	VENTOS (ESCALA BEAUFORT)
Depressão	Ventos variáveis
Depressão tropical	Força 7 ou menos (vel ≤ 33 nós)
Tempestade tropical	Força 8 ou 9 (34 < vel < 47 nós)
Tempestade tropical severa	Forças 10 e 11 (48 < vel < 63 nós)
Ciclone tropical/tufão/furacão	Força 12 ou mais (vel > 64 nós)

No Hemisfério Norte, as tempestades se deslocam inicialmente no rumo de 275° a 350°, embora o maior número ocorra numa faixa de 30° em torno do rumo W. Quando próximo da Latitude de 25° N, seguem uma trajetória em curva para a direita, afastando-se do Equador e, ao alcançar o paralelo de 30° N, rumam para NE.

No Hemisfério Sul, após um deslocamento inicial na direção geral W, o ciclone tropical recurva para a esquerda, afastando-se do Equador e rumando para SE, conforme mostrado na figura 42.22.

Entretanto, é necessário recordar que estas são trajetórias típicas, sendo possível que os ciclones apresentem vários outros padrões de movimento. Além disso, nem todas as trajetórias das tempestades tropicais recurvam. Muitas se dissipam ao alcançar o continente, ainda na região dos trópicos. Um pequeno número se desvanece sobre o oceano tropical.

**Figura 42.22 – Trajetórias Típicas de Ciclones Tropicais no Hemisfério Sul**

O navegante deverá, portanto, em áreas sujeitas a ciclones tropicais:

(a) Efetuar a leitura correta e horária do barômetro. Para isso, é indispensável o conhecimento da média barométrica em relação à época, ao local e à variação diurna da pressão. Caso a leitura barométrica indique o valor de 3,0 mb (ou mais) abaixo daquela normal para a região e época do ano, deve-se ficar atento, pois pode significar início de perigo. Se o barômetro continuar a cair e indicar 5,0 mb (ou mais) abaixo do normal, é hora de considerar a possibilidade de se estar em uma área sujeita às consequências de uma tempestade;

(b) verificar a velocidade e direção do vento, já que uma apreciável variação na direção e intensidade do vento é sinal de perigo;

(c) ter atenção especial com o estado do mar e o surgimento de grandes marulhos (vagalhões longos e baixos). A direção desses marulhos pode indicar aproximadamente o centro do ciclone e, normalmente, esse aviso é anterior à queda do barômetro; e

(d) observar a cobertura do céu. Céu coberto com nuvens do tipo cirrus (rabo de galo), seguidos por altostratus ou cumulus tocados pelo vento, é indício de mau tempo (o vórtice das nuvens indica a direção da tormenta).

Estes indícios não significam, obrigatoriamente, a presença de um ciclone tropical, mas este, quando ocorre, vem sempre acompanhado destes sinais.

A primeira indicação de um ciclone tropical é a presença de ondas longas. As ondas longas são aquelas em que as cristas passam na razão de quatro por minuto. Essa ondulação pode ser constatada vários dias antes da chegada da tormenta. Em águas profundas, a onda provém da direção geral da origem da tormenta, isto é, da posição do **centro**, quando a vaga foi gerada.

Quando o centro está entre 500 a 1.000 milhas de distância, o barômetro sobe, normalmente, um pouco e o céu permanece relativamente claro.

Quando o ciclone se aproxima, surge uma seqüência de nuvens parecida com a que ocorre à aproximação de uma frente quente nas médias Latitudes. A cerca de 300 a 600

milhas, surgem cirrus fibrosos muito brancos (rabos de galo). Normalmente, esses cirrus parecem convergir na direção de onde vem a tormenta. Essa convergência é mais aparente nas horas do nascer e pôr-do-Sol.

Pouco depois do aparecimento desses cirrus, mas às vezes antes, o barômetro inicia uma longa e vigorosa queda. A princípio, a queda é tão gradual que apenas parece alterar a variação normal diária nos trópicos (duas máximas e duas mínimas) da maré barométrica. Quando a razão de queda aumenta e ocorre uma baixa mais ou menos contínua, os cirrus tornam-se mais confusos e entrelaçados e, gradualmente, cedem espaço a um véu contínuo de cirrostratus. Abaixo desse véu formam-se altostratus e, depois, estratocumulus. Essas nuvens, ao se condensarem, acarretam instabilidade do tempo.

Uma chuva fina começa a cair. À proporção que a queda do barômetro se torna mais rápida, o vento aumenta em rajadas e a sua intensidade sobe para 22 a 40 nós (forças 6 a 8 na Escala Beaufort). No horizonte surge uma escura muralha de pesados cumulonimbus (Cb), denominada **barra da tormenta**.

Quando os cirrus aparecem, seus pontos de convergência proporcionam uma boa indicação da direção do **centro**. Se a tormenta for passar afastada em um bordo do observador, o ponto de convergência rondará vagarosamente na direção do movimento da tormenta. Se o **centro** for passar perto do observador, o ponto de convergência permanecerá estacionário, como em marcação constante. Quando a **barra** torna-se visível, parecerá, durante várias horas, estacionada no horizonte. A parte mais escura dessas nuvens indicará a direção do **centro**. Se a tormenta se desloca para passar em um bordo, a **barra** parecerá derivar, vagarosamente, ao longo do horizonte. Se a posição da **barra** permanece fixa, a tormenta dirige-se diretamente para o navio.

Quando a **barra** se aproxima, o barômetro cai mais rápido e o vento aumenta. O mar, que gradualmente foi se encrespando, torna-se tempestuoso. Chuvas fortes começam a cair. O dia fica sombrio, as pancadas de água se tornam contínuas e o barômetro cai precipitadamente, ao mesmo tempo em que o vento aumenta de intensidade. Nessa situação, o centro poderá estar entre 100 e 200 milhas de distância.

Quando o **centro** se aproxima, a chuva cai torrencialmente e a fúria do vento é indescritível; o mar fica montanhoso; os topos das enormes vagas explodem e se misturam à chuva, enchendo todo o ar de borrifos; objetos à curta distância tornam-se invisíveis. Até mesmo os maiores navios terão imensas dificuldades de manobrar e podem sofrer pesadas avarias. Navios mais fracos não sobreviverão.

## 42.7 MANOBRA FRENTE A UM FURACÃO OU TEMPESTADE TROPICAL

### a. FORA DA ÁREA DA TORMENTA

Havendo possibilidade, a melhor manobra é evitar a área da tormenta. Para isso, é fundamental determinar a localização do ciclone tropical e o seu avanço em relação ao navio. Os boletins meteorológicos constituem a ferramenta mais importante para evitar um ciclone tropical. A transmissão destes boletins, que cobre todas as áreas tropicais, proporciona informações sobre a localização atual do ciclone tropical, ventos máximos, estado do mar e condições e tendências futuras. Contudo, eles não são infalíveis

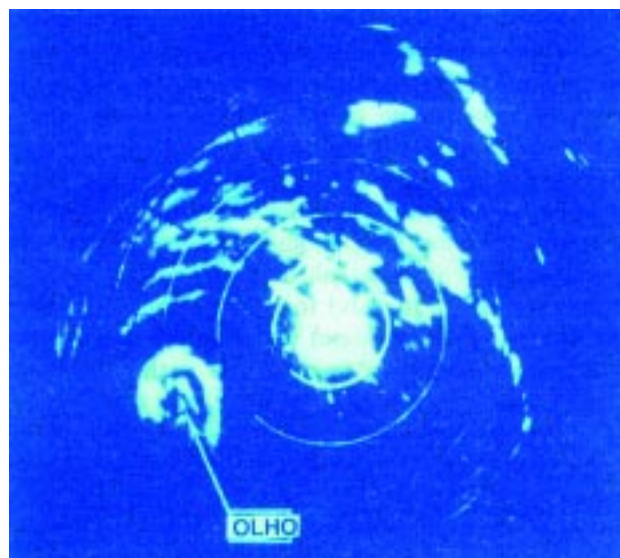
e podem conter erros que induzam o navegante a manobrar equivocadamente e aumentar o perigo para o navio. Além disso, normalmente não informam a situação em tempo real, o que pode acarretar problemas ao navegante se forem usados isoladamente.

A melhor maneira para a determinação da direção do centro de um **ciclone tropical** é a observação do vento. De acordo com a Lei de Buys Ballot, no **Hemisfério Norte** um observador que olha de frente para o vento verdadeiro (vento real) terá o **centro** do ciclone à sua **direita**, um pouco para trás do seu través (cerca de 110°); no **Hemisfério Sul**, um observador que olha para o vento real terá o centro do ciclone à sua **esquerda**, também um pouco para trás (cerca de 110°) do través. A distância ao **centro** da tormenta pode ser estimada pela violência do vento ou pela razão de queda da pressão (ritmo da baixa):

BAIXA HORÁRIA (mmHg/mb)	0,5 a 1,5 mmHg 0,7 a 2,0 mb	1,5 a 2,0 mmHg 2,0 a 2,7 mb	2,0 a 3,0 mmHg 2,7 a 4,0 mb	3,0 a 4,0 mmHg 4,0 a 5,3 mb
DISTÂNCIA AO CENTRO (MILHAS)	250/150	150/100	100/80	80/50

O radar também é um auxílio valioso para obtenção da direção do **centro** e, principalmente, para determinação da distância ao olho, da velocidade e do rumo aproximados do centro do furacão, e da velocidade estimada do vento próximo ao olho. Quando o centro da tormenta estiver dentro do alcance do **radar**, este equipamento poderá ser utilizado para localizá-lo. Entretanto, como o retorno do radar é predominantemente da chuva, os resultados podem ser enganosos e, assim, outras indicações não devem ser negligenciadas. A figura 42.23 mostra a imagem de um ciclone tropical na PPI de um radar. Se o **olho** estiver fora do alcance radar, as faixas em espiral (ver a figura) podem indicar sua direção a partir do navio. O acompanhamento do olho ou da porção de barlavento das espirais possibilita a determinação da direção e da velocidade do movimento do sistema; isto deve ser feito durante, pelo menos, 1 hora, porque o olho tende a oscilar em torno de sua trajetória. O acompanhamento de células individuais (que tendem a mover-se tangencialmente, ao redor do olho), por 15 minutos ou mais, permitirá uma indicação da velocidade do vento na área da tormenta onde estiver a célula. O radar é o melhor meio para determinar a distância ao centro da tempestade.

**Figura 42.23 - Imagem Radar de um Ciclone Tropical**



O marulho também dá uma indicação da direção do centro do ciclone tropical. Como vimos, um dos sinais precursores da aproximação de uma tempestade é a presença de vagalhões longos. O período normal do marulho em águas profundas do Oceano Atlântico é de cerca 7 a 8 segundos, ou seja, eles passam à razão de, aproximadamente, 8 por minuto. O marulho gerado por um furacão é cerca de duas vezes mais longo, com as cristas passando à razão de 4 por minuto (isto é, períodos de, aproximadamente, 15 segundos). Assim, a direção dos marulhos de período de cerca de 15 segundos indica a direção do centro do ciclone quando os mesmos se formaram. O marulho, vale repetir, pode ser observado vários dias antes da chegada da tempestade. Então, sua grande desvantagem é que a informação que presta não corresponde ao tempo real.

O vórtice das nuvens do tipo cirrus também indica o centro do furacão.

Determinada a posição do centro da tormenta, a melhor manobra consiste em se afastar dele o mais rapidamente possível, adotando um rumo que conduza o navio para suficiente distância lateral da derrota provável do ciclone, seguido das alterações de rumo determinadas pelo contínuo acompanhamento e plotagem do centro, de acordo com as informações fornecidas pelos boletins meteorológicos. Para isso, usar a **Rosa de Manobra**.

### EXEMPLO:

O centro de um furacão está na marcação verdadeira  $170^\circ$ , na distância de 200 milhas do navio. Seu rumo estimado é  $320^\circ$ , velocidade de 19 nós. Sabendo-se que a velocidade máxima do navio é de 12 nós, determinar:

- (1) Rumo a governar, com a velocidade de 12 nós, para obter o máximo afastamento da tormenta;
- (2) distância ao centro da tempestade, no ponto de máxima aproximação (PMA); e
- (3) tempo a decorrer até o PMA.

### SOLUÇÃO (ver a figura 42.24):

(1) Plote o ponto C na marcação  $170^\circ$ , distância de 200 milhas (escala 20:1) do centro da rosa, para localizar o olho do furacão em relação ao navio. Do centro da rosa, traçar **RA**, vetor que representa o rumo e a velocidade com que se desloca a tormenta, na direção  $320^\circ$ , velocidade de 19 nós (escala 2:1).

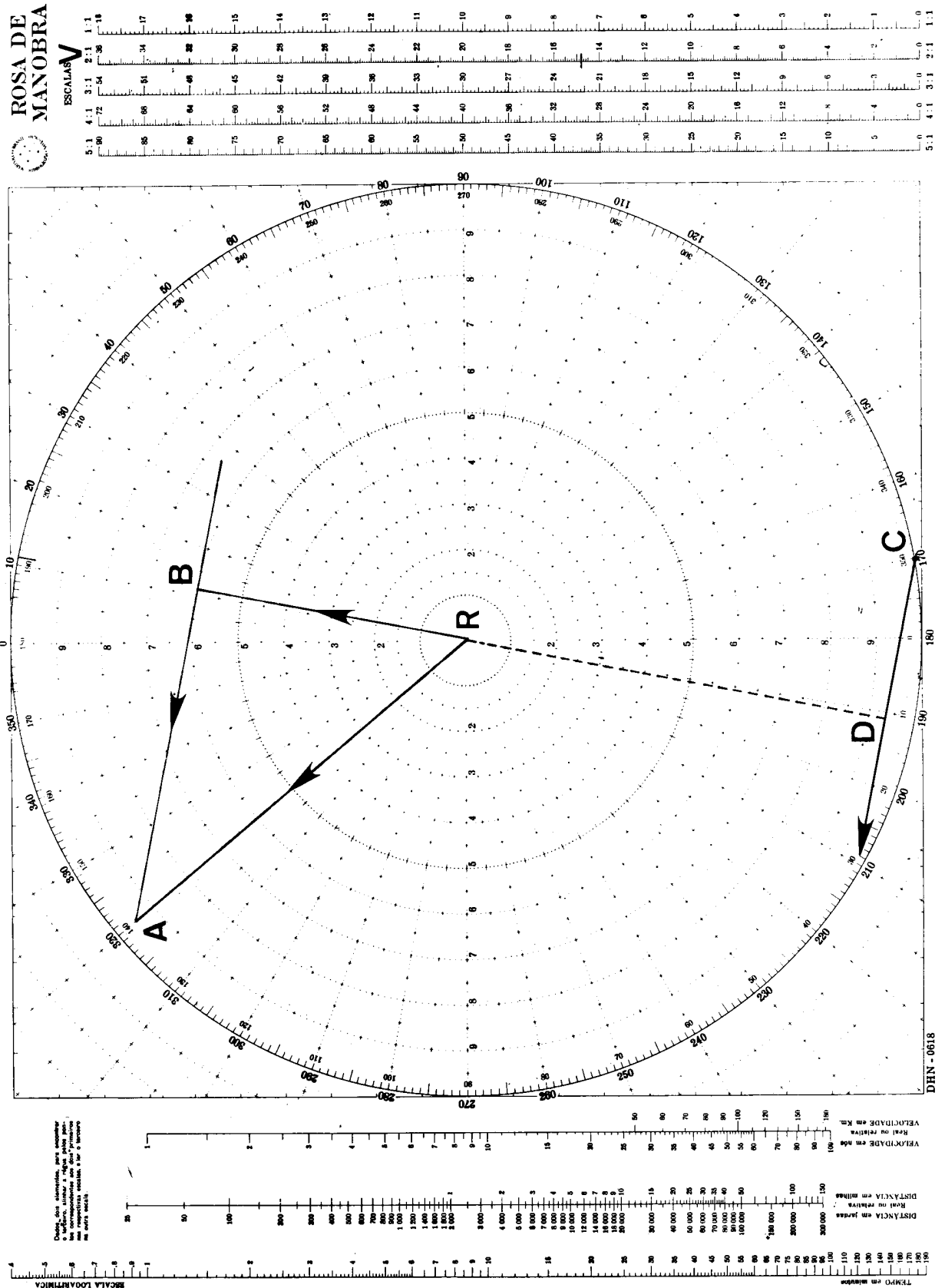
De **A**, trace uma tangente ao círculo de velocidade de 12 nós (escala 2:1), no lado oposto ao do centro da tormenta. Do centro da rosa, trace uma perpendicular a esta tangente, definindo o ponto **B**. A linha **RB** representa o vetor do movimento do navio para obter o máximo afastamento do furacão. Sua direção,  $011^\circ$ , é o rumo a governar.

(2) A linha **BA** representa o vetor do movimento relativo da tormenta, ou seja, a derrota do centro da tormenta em relação ao navio estará sobre uma paralela à direção **BA**, a partir de **C**, supondo que o navio e a tormenta mantêm o rumo e a velocidade. O PMA, então, estará em **D**, isto é, no pé da perpendicular baixada do centro da rosa.

A menor distância do navio ao centro da tormenta (no ponto de maior aproximação) será, assim, de 187 milhas (medida na escala de 20:1). O centro da tormenta estará pela popa do navio no PMA.

(3) A velocidade relativa da tormenta, ou seja, a velocidade da tormenta em relação ao navio, será igual ao comprimento do vetor **BA** (medido na escala 2:1). Seu valor é de 14,8 nós. A distância relativa **CD**, a ser percorrida pelo centro da tormenta até o PMA, é de 72 milhas (medida na escala 20:1). Então, o tempo a decorrer até o PMA da tormenta será de  $72 \div 14,8 = 4,9$  horas @ 5 horas.

Figura 42.24 - Determinação do Rumo para Evitar o Centro da Tempestade



**b. NA ÁREA DA TORMENTA**

Se o navio estiver na área da tormenta, a ação a executar dependerá da sua posição em relação ao **centro** da tempestade e da direção do movimento do sistema. A

primeira preocupação é determinar se o navio está no **semicírculo perigoso** ou no **semicírculo navegável (ou de manobra)**.

Como vimos, a área circular da tormenta deve ser dividida em duas partes semicirculares. No **semicírculo perigoso** a velocidade do vento se soma com a velocidade de deslocamento do sistema; no **semicírculo de manobra (ou navegável)** a velocidade do vento se opõe à velocidade do movimento do sistema. Assim, no **Hemisfério Norte**, como a circulação em torno do centro é no sentido anti-horário e o sistema se desloca na direção geral **W** (ou seja, para a esquerda), o **semicírculo perigoso** é o **semicírculo da direita**; o **semicírculo esquerdo** é o **semicírculo navegável**. No **Hemisfério Sul**, onde a circulação em torno do centro do ciclone ocorre no sentido horário e o sistema também se desloca na direção geral **W**, o **semicírculo perigoso** é o **semicírculo da esquerda** e o **semicírculo navegável** é o **semicírculo da direita**.

Em virtude da soma da velocidade do vento com a velocidade de translação do furacão, os ventos são mais fortes e os mares mais tempestuosos no **semicírculo perigoso**. Cada semicírculo pode, ainda, ser dividido em dois quadrantes. O **quadrante dianteiro** do **semicírculo perigoso** é o mais difícil para a navegação, mas o **quadrante traseiro** deste semicírculo é quase tão severo. O mais favorável é o **quadrante traseiro (de ré)** do **semicírculo navegável**.

A plotagem das posições sucessivas do **centro** da tormenta indica a localização do navio em relação aos semicírculos. Entretanto, se essa plotagem for baseada nos boletins meteorológicos, o tempo decorrido entre a observação que originou o boletim e a sua recepção a bordo poderá fazer com que, nesse tempo, a direção do movimento da tormenta mude. O uso do radar pode indicar o semicírculo em que o navio se encontra, mas o vento é o guia de maior confiança.

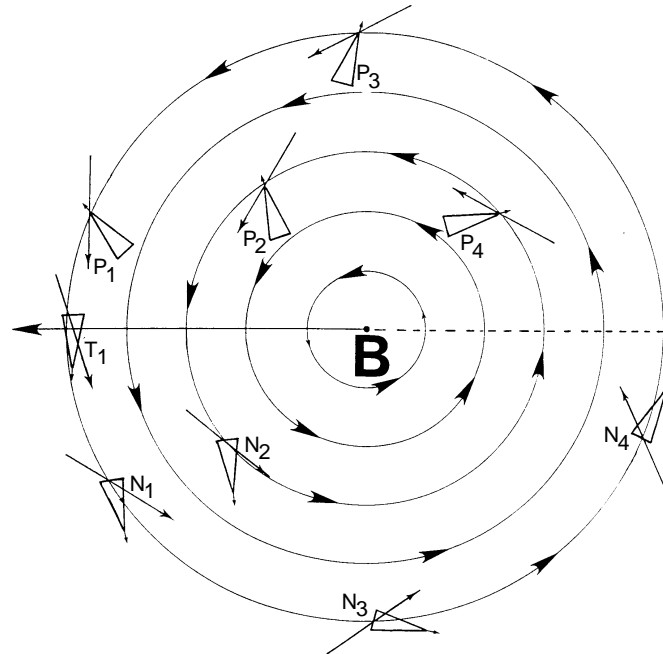
No **Hemisfério Norte**, quando o vento **rondar para a direita** (isto é, no sentido horário) o navegante estará no **semicírculo perigoso**; quando o vento **rondar para a esquerda** (ou seja, no sentido anti-horário), o navio estará no **semicírculo navegável**. No **Hemisfério Sul** ocorre o oposto, isto é, se o vento ronda gradualmente para a **esquerda** (no sentido anti-horário), o navio estará no **semicírculo perigoso**; se o vento ronda para a **direita** (no sentido horário), o navio estará no **semicírculo navegável**. Estas regras só são válidas para o observador parado ou com baixa velocidade pois, no início do seu desenvolvimento, o ciclone tropical tem velocidade de translação relativamente pequena e, conseqüentemente, menor que a da embarcação. Assim, é preciso considerar o movimento próprio do navio. Se estiver em dúvida, parar o navio até conseguir determinar em que semicírculo o mesmo se encontra. Se o vento permanecer em rumo constante enquanto o navio estiver parado, mas aumentar de intensidade com o aumento da queda do barômetro, o navio estará sobre a rota da tormenta, ou muito próximo dela.

Além disso, é sempre prudente registrar continuamente a leitura do barômetro. O vento pode não rondar se o olho da tormenta estiver **pela proa** (pressão atmosférica diminuindo) ou **pela popa** (pressão atmosférica aumentando) do navio. Nessas condições, a indicação do barômetro é fundamental.

Como regra geral, no **Hemisfério Norte** um navio no **semicírculo perigoso** deve manobrar para colocar o vento na **bochecha de boreste** e proceder com a velocidade máxima possível; um navio no **semicírculo navegável** deve manobrar para colocar o vento na **albeta de boreste**, procedendo com a máxima velocidade possível. Se estiver na **trajetória da tormenta**, o navio deve manobrar para ter o vento entrando pela **albeta profunda de boreste** (marcação relativa 160°) e navegar com a máxima

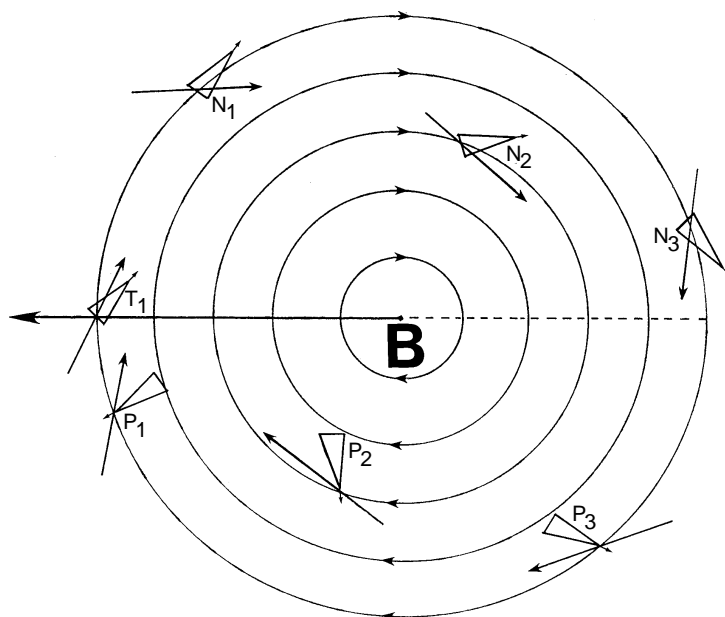
velocidade possível até que esteja francamente no interior do **semicírculo navegável**, quando, então, a regra para este semicírculo deve passar a ser seguida. Um estudo da figura 42.25 mostra porque estes rumos são adequados para evasão.

**Figura 42.25 - Manobras Evasivas na Área da Tormenta (Hemisfério Norte)**



No **Hemisfério Sul**, as mesmas regras se aplicam, porém com respeito a **bombordo**; então, no **semicírculo perigoso** manobrar para colocar o vento na **bochecha de bombordo** (se necessário, capear com o vento na bochecha de bombordo) e no **semicírculo navegável** manobrar para colocar o vento na **alhetas de bombordo** (se necessário, correr com o tempo, com o vento na alhetas de bombordo), como mostrado na figura 42.26.

**Figura 42.26 - Manobras Evasivas na Área da Tormenta (Hemisfério Sul)**



Alguns navegantes, baseados em experiências próprias, sustentam que, quando o vento atinge a velocidade de furacão e o mar se torna confuso, o navio agüenta melhor a tormenta com as máquinas paradas (“the do-nothing theory”). Em tal situação, o navio agüenta o tempo, em vez de enfrentá-lo. Esta é uma manobra ousada, que só deve ser tentada por grandes navios, em situações em que não haja alternativa.

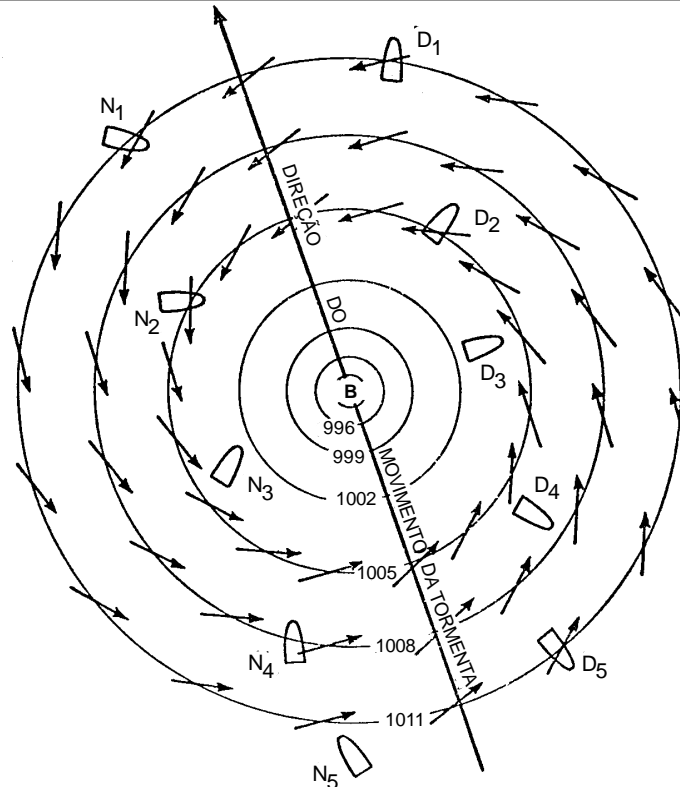
As ações a serem executadas estão resumidas na tabela abaixo:

<b>TABELA RESUMO DAS SITUAÇÕES E MANOBRAS</b>			
<b>HEMISFÉRIO</b>	<b>LOCALIZAÇÃO</b>	<b>SITUAÇÃO</b>	<b>MANOBRA</b>
<b>HEMISFÉRIO NORTE</b>	<i>Semicírculo Perigoso</i> ou da <i>direita</i>	O vento ronda para a <i>direita</i> (N-NE-E-SE-S-SW-W-NW).	Governar em rumo que permita receber o vento na bochecha de BE (45° relativos) e navegar na maior velocidade possível. Se necessário, capear.
	<i>Semicírculo de Manobra</i> ou da <i>esquerda</i>	O vento ronda para a <i>esquerda</i> (N-NW-W-SW-S-SE-E-NE).	Governar em rumo que permita receber o vento na alheta de BE (135° relativos) e navegar na maior velocidade possível. Se necessário correr com o tempo.
	Na rota da tormenta, avante do <i>centro</i>	O vento permanece constante com o navio parado e aumenta de velocidade; o barômetro desce.	Governar em rumo que permita receber o vento duas quartas para a direita da alheta de BE (160° relativos) e navegar na maior velocidade possível. Quando estiver razoavelmente dentro do <i>Semicírculo de Manobra</i> , usar a regra desse semicírculo
	Na rota da tormenta, na retaguarda do <i>centro</i>	O vento permanece constante com o navio parado e diminui de velocidade; o barômetro sobe.	Evitar o <i>centro</i> , governando no melhor rumo possível. Não se esquecer da tendência de a tormenta encurvar-se para a direita, para o N e para E.
<b>HEMISFÉRIO SUL</b>	<i>Semicírculo Perigoso</i> ou da <i>esquerda</i>	O vento ronda para a <i>esquerda</i> (N-NW-W-SW-S-SE-E-NE).	Governar em rumo que permita receber o vento na bochecha de BB (315° relativos) e navegar na maior velocidade possível. Se necessário, capear.
	<i>Semicírculo de Manobra</i> ou da <i>direita</i>	O vento ronda para a <i>direita</i> (N-NE-E-SE-S-SW-W-NW).	Governar em rumo que permita receber o vento na alheta de BB (225° relativos) e navegar na maior velocidade possível. Se necessário, correr com o tempo.
	Na rota da tormenta, avante do <i>centro</i>	O vento permanece constante com o navio parado e aumenta de velocidade; o barômetro desce.	Governar no rumo que permita receber o vento duas quartas para a esquerda da alheta de BB (200° relativos) e navegar na maior velocidade possível. Quando estiver razoavelmente dentro do <i>Semicírculo de Manobra</i> , usar a regra desse semicírculo.
	Na rota da tormenta, na retaguarda do <i>centro</i>	O vento permanece constante com o navio parado e diminui de velocidade; o barômetro sobe.	Evitar o centro, governando no melhor rumo possível. Não esquecer da tendência da tormenta encurvar-se para a esquerda, para o S e para E.

Os conceitos apresentados também valem para manobra frente a uma depressão ou ciclone extratropical profundo.

Para uma embarcação à vela, na tentativa de evitar o centro da tormenta valem, na medida do possível, as regras acima prescritas para navios com propulsão a motor. Entretanto, se tornar-se necessário capear, o vento deve ser fator de maior preocupação que o mar. Uma boa regra geral é sempre capear pelo bordo que permita a rondada do vento para ré. No Hemisfério Norte este bordo é boreste no semicírculo perigoso e bombordo no semicírculo navegável. No Hemisfério Sul os bordos são invertidos. A figura 42.27 ilustra as regras para as embarcações à vela no Hemisfério Norte, sendo necessário capear. Note que, seguindo as regras, o vento ronda para ré tanto no semicírculo perigoso como no semicírculo navegável.

**Figura 42.27 - Manobra para Embarcação à Vela no Hemisfério Norte**



A FIGURA ILUSTRA AS REGRAS PARA EMBARCAÇÕES À VELA CAPEAREM, NO HEMISFÉRIO NORTE. NOTAR QUE O VENTO RONDA PARA RÉ PARA AMBAS AS EMBARCAÇÕES.

Se o alarme de furacão ou tufão for recebido com o navio no porto, a decisão de suspender ou permanecer no local depende do tipo de navio, das condições de abrigo e demais características do fundeadouro ou porto, da resistência da amarração, do espaço de manobra disponível, da proximidade da tormenta, do seu rumo provável e da velocidade de aproximação. A decisão de suspender deve ser tomada com a devida antecedência, de modo que o navio possa se afastar suficientemente da costa e, assim, já dispor de bastante espaço de manobra para sotavento quando alcançado pela tempestade. Não é recomendável suspender quando a tormenta chega, porque, ao deixar o abrigo do porto, o navio poderá encontrar um mar confuso e montanhoso, resultado do efeito combinado de águas rasas e da reverberação da costa sobre as ondas formadas pela tempestade.

Navios amarrados à bóia têm enfrentado com sucesso tufões ou furacões, manobrando com máquinas de modo a aliviar o esforço sobre o cabo de amarração à bóia e sobre o equipamento de fundeio desta. O mesmo se pode afirmar para navios fundeados em baías amplas e fundeadouros abertos. Nessa situação, se existir bastante espaço para sotavento e não houver risco de mover-se na direção de perigos ou de águas muito profundas, o navio poderá permanecer fundeado, mesmo se estiver garrando vagarosamente.

As Cartas Piloto apresentam informações meteorológicas e oceanográficas de fundamental importância para o navegante, tanto na fase de planejamento, como na de execução da derrota.

A DHN publica um Atlas de Cartas Piloto para o Oceano Atlântico, abrangendo, no sentido N-S, o trecho de Trinidad ao Rio da Prata e, no sentido E-W, o trecho desde o litoral da América do Sul até o meridiano de 020°W.

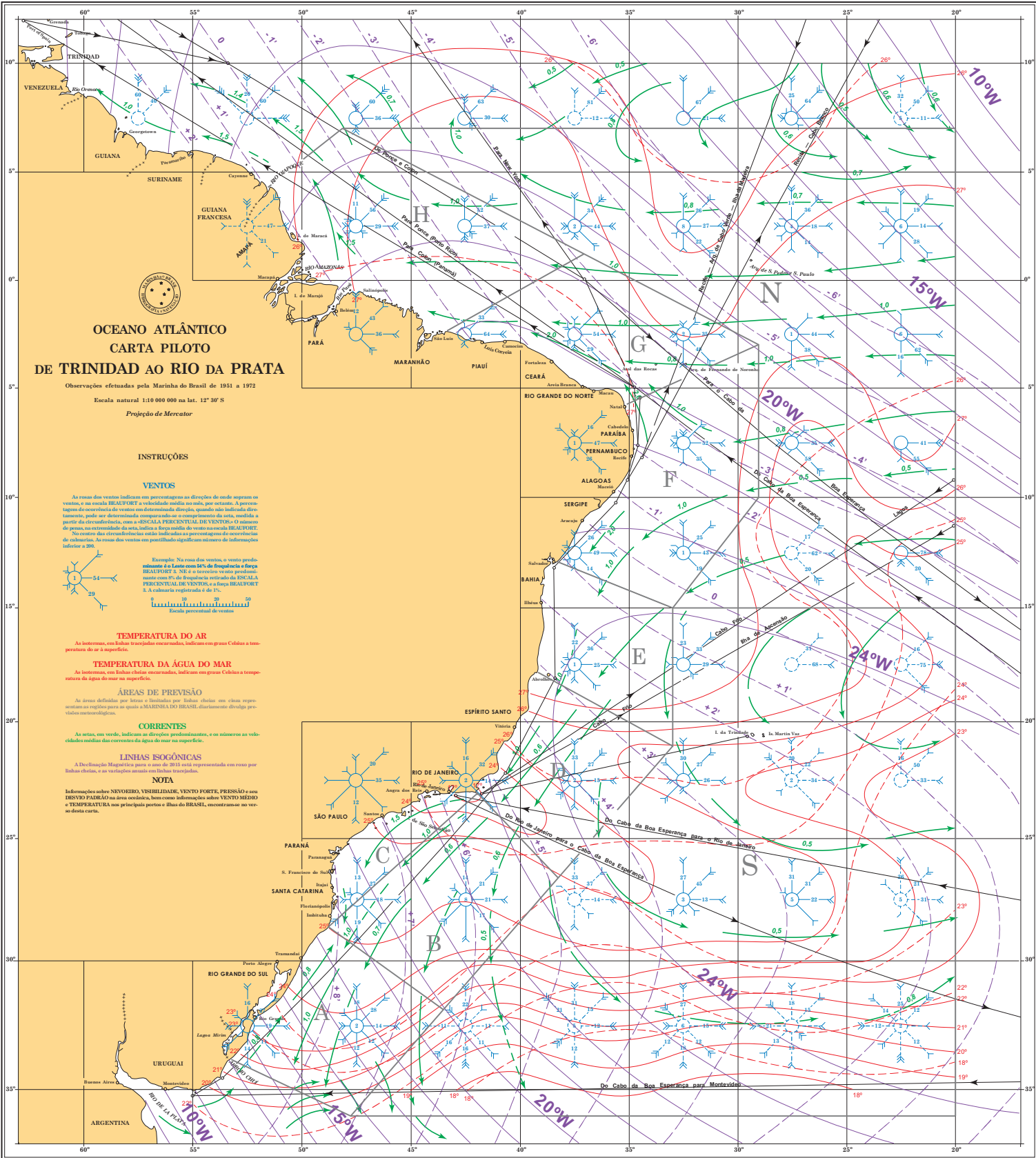
O Atlas de Cartas Piloto é constituído por 12 cartas, na Projeção de Mercator, escala 1:10.000.000, sendo uma para cada mês do ano. Para a navegação, as principais informações das Cartas Piloto referem-se a ventos e correntes marítimas. Entretanto, as cartas apresentam, ainda, informações sobre declinação magnética (mostrando linhas isogônicas e linhas de mesma variação anual da declinação), temperatura do ar e temperatura da água do mar. Ademais, no verso das Cartas Piloto constam, também, informações sobre nevoeiro, visibilidade, temperatura, vento médio e ocorrência de ventos fortes nos principais portos e ilhas do Brasil.



# ATLAS DE CARTAS PILOTO

OCEANO ATLÂNTICO  
DE TRINIDAD AO RIO DA PRATA

PUBLICADO PELA DIRETORIA DE HIDROGRAFIA E NAVEGAÇÃO  
MARINHA DO BRASIL



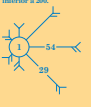
**OCEANO ATLÂNTICO  
CARTA PILOTO  
DE TRINIDAD AO RIO DA PRATA**

Observações efetuadas pela Marinha do Brasil de 1951 a 1972  
Escala natural 1:10 000 000 na lat. 12° 30' S  
Projeção de Mercator

**INSTRUÇÕES**

**VENTOS**

As setas dos ventos indicam em porcentagem as direções de onde sopram os ventos, e as setas BRAUPOFF a velocidade média anual, por octante. A porcentagem de ocorrência de ventos em determinada direção, quando não indicada diretamente, pode ser determinada comparando-se o comprimento da seta, medida a partir da circunferência, com a ESCALA PERCENTUAL DE VENTOS. O número de setas, na extremidade da seta, indica a força média de vento na escala BRAUPOFF. No caso das circunferências não indicadas as porcentagens de ocorrência de velocidades de setas. As setas dos ventos em perfilado significam número de informações inferiores a 20%.



Exemplo: Na rosa dos ventos, o vento predominante é o Leste com 54% de frequência e força BRAUPOFF 2. SE e o inverso ocorre predominantemente com 5% de frequência e força BRAUPOFF 3. A cobertura registrada é de 5%.

Escala percentual de ventos

**TEMPERATURA DO AR**

As isotermas, em linhas tracejadas encorvadas, indicam em graus Celsius a temperatura da ar à superfície.

**TEMPERATURA DA ÁGUA DO MAR**

As isotermas, em linhas cheias encorvadas, indicam em graus Celsius a temperatura da água do mar na superfície.

**ÁREAS DE PREVISÃO**

As áreas delimitadas por letras e limitadas por linhas cheias ou em cinza representam as regiões para as quais a MAEINIA DO BRASIL, diariamente divulga previsões meteorológicas.

**CORRENTES**

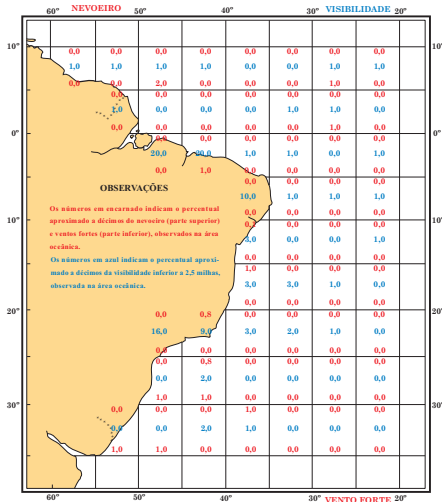
As setas, em verde, indicam as direções predominantes, e os números as velocidades médias das correntes da água do mar na superfície.

**LINHAS ISOGÔNICAS**

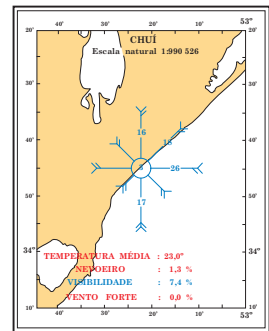
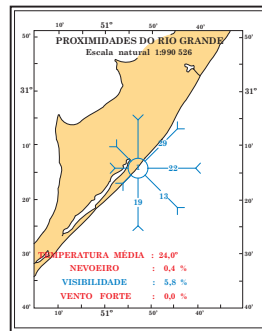
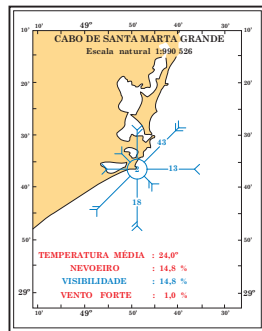
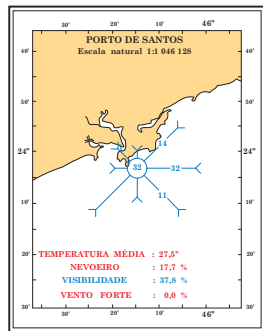
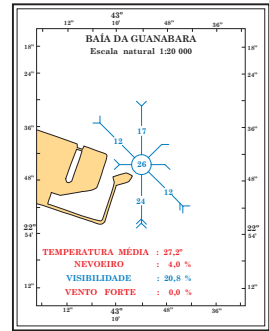
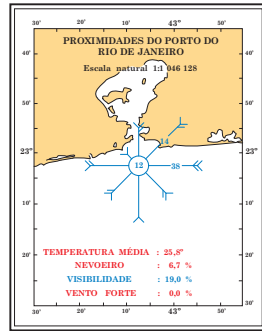
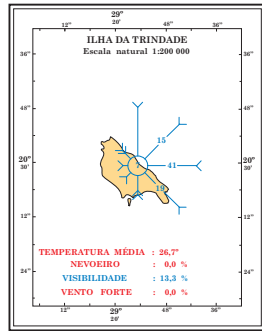
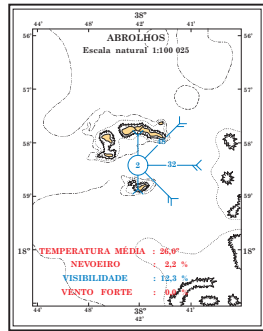
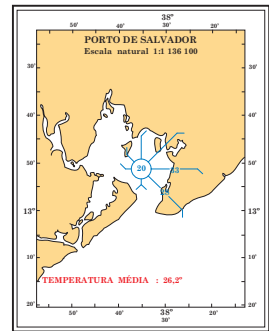
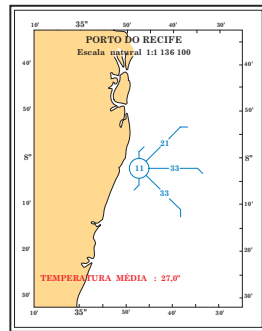
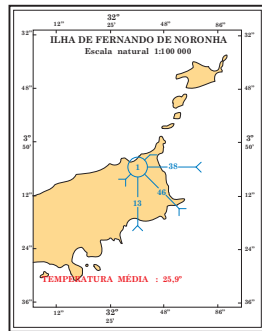
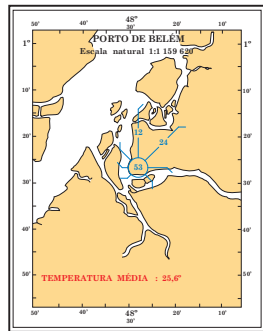
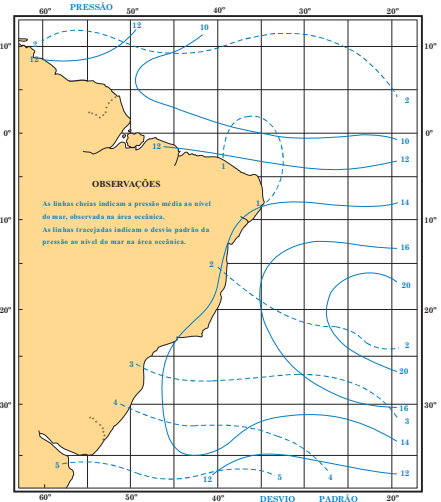
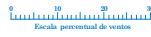
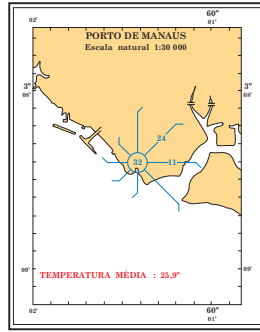
A Declinação Magnética para o ano de 2015 está representada em rosa por linhas cheias, e as variações anuais em linhas tracejadas.

**NOTA**

Informações sobre NEVOEIRO, VISIBILIDADE, VENTO FORTE, PRESSÃO e seu DESNIVEL PADRÃO na área oceânica, bem como informações sobre VENTO MÉDIO e TEMPERATURA nos principais portos e ilhas do BRASIL, encontram-se no verso desta carta.



**PRINCIPAIS PORTOS E ILHAS OCEÂNICAS DO BRASIL**  
 Informações sobre NEVOeiro, VISIBILIDADE, VENTO FORTE, VENTO MÉDIO, TEMPERATURA DO AR, PRESSÃO E DESVIO PADRÃO



# UTILIZAÇÃO DE IMAGENS TRANSMITIDAS POR SATÉLITES METEOROLÓGICOS

## ÍNDICE

<b>LISTA DE FIGURAS .....</b>	<b>10 - 5</b>
<b>LISTA DE TABELAS .....</b>	<b>10 - 7</b>
<b>1 INTRODUÇÃO .....</b>	<b>10 - 9</b>
1.1 CARACTERÍSTICAS GERAIS DOS SATÉLITES METEOROLÓGICOS ...	10 - 9
<b>2 TIPOS DE ÓRBITAS .....</b>	<b>10 - 10</b>
2.1 SATÉLITES METEOROLÓGICOS GEOESTACIONÁRIOS .....	10 - 10
2.2 SATÉLITES DE ÓRBITA POLAR .....	10 - 13
<b>3 TIPOS DE IMAGENS .....</b>	<b>10 - 14</b>
3.1 INFRAVERMELHO .....	10 - 15
3.2 VISÍVEL .....	10 - 17
3.3 VAPOR DE ÁGUA .....	10 - 19
<b>4 APLICAÇÕES EM METEOROLOGIA E ÁREAS AFINS .....</b>	<b>10 - 22</b>
4.1 TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR .....	10 - 22
4.2 TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE CONTINENTAL .....	10 - 23
4.3 NEVOEIROS .....	10 - 24
4.4 ESTIMATIVAS DE PRECIPITAÇÃO .....	10 - 25
4.5 QUEIMADAS .....	10 - 26
<b>5 INTERPRETAÇÃO DE IMAGENS .....</b>	<b>10 - 27</b>

## **1 INTRODUÇÃO**

Os satélites meteorológicos são utilizados principalmente para o monitoramento dos sistemas de tempo (nuvens) que atuam em nosso planeta. Neste sentido, eles podem por exemplo, identificar tempestades violentas, ondas de frio, tornados e furacões. Além disso, eles também são utilizados para observar diversas características da superfície terrestre tais como cobertura vegetal, queimadas etc. Uma característica importante dos satélites meteorológicos é sua ampla cobertura espacial. Isto possibilita monitorar locais onde existem poucas observações meteorológicas, como é o caso dos oceanos e da Região Amazônica.

Os satélites meteorológicos fazem parte do grupo de satélites de sensoriamento e monitoramento do meio ambiente em nosso Planeta. A Meteorologia entrou na era do espaço no dia 01 de abril de 1960, com o lançamento do primeiro satélite meteorológico TIROS (Television and Infra-Red Observation Satellite), que levava a bordo um par de câmeras de televisão em miniatura. Desde aquela data, numerosos satélites foram lançados sempre incorporando novas tecnologias para aprimorar a capacidade de observação. No Brasil, o INPE iniciou suas atividades em Meteorologia por Satélites em 1967. A seguir seguem algumas considerações sobre as características gerais dos satélites e dos dados transmitidos por eles.

### **1.1 CARACTERÍSTICAS GERAIS DOS SATÉLITES METEOROLÓGICOS**

Os dados transmitidos pelos satélites meteorológicos podem ser convertidos em imagens fotográficas ou processados na forma digital. A qualidade desses dados depende das características do satélite utilizado. Essencialmente existem dois tipos de satélites meteorológicos: os geoestacionários e os de órbita polar. Os geoestacionários tem a mesma velocidade de rotação da Terra e os de órbita polar orbitam em um plano quase perpendicular ao equador, mantendo sempre o mesmo ângulo com o sol.

Como mencionado anteriormente, a energia (proveniente de nosso Planeta) detectada pelos sensores instalados a bordo dos satélites meteorológicos, é transmitida à Terra em forma de sinais eletrônicos. Esses sinais, associados a temperatura e refletividade dos alvos, podem ser convertidos diretamente em tonalidades de cinza (imagem fotográfica) ou então processados na forma digital. Os sinais digitais contêm muito mais informações do que as imagens em papel fotográfico, onde os inúmeros níveis de cinza não podem ser vistos. Os dados digitais podem ser retificados para mapas de diferentes escalas e transformados em imagens gradeadas. Além disso, a escala de cinza pode ser alterada para identificar áreas de interesse, tais como a temperatura da superfície terrestre e nuvens. Neste caso, pode-se utilizar inclusive cores falsas para destacar essas áreas. Finalmente, os dados digitais podem ser processados para inferir informações sobre vento, temperatura, umidade etc.

## **2 TIPOS DE ÓRBITAS**

Como mencionado anteriormente, os satélites meteorológicos podem ser classificados de acordo com sua órbita, em geoestacionários e de órbita polar.

### **2.1 SATÉLITES METEOROLÓGICOS GEOESTACIONÁRIOS**

Os satélites geoestacionários fornecem imagens de uma mesma região geográfica, a cada 30 minutos, no canal visível (sensor equivalente ao que o olho humano enxerga) durante o dia, e no espectro infravermelho (sensor que mede a energia/temperatura emitida pelos corpos) dia e noite. O menor elemento de área (resolução espacial) detectado pelos satélites varia de 1 km até 8 km. Os satélites geoestacionários ou geosíncronos, orbitam no plano equatorial da Terra (Figura 2.1) a cerca de 36.000km de altura sobre um ponto fixo na superfície terrestre. Nesta altura, o período orbital do satélite coincide com a rotação da Terra, e o satélite parece estar estacionado sobre o mesmo ponto no equador. Como o campo de visada de um satélite geoestacionário é fixado, ele sempre vê a mesma região geográfica. Isto é ideal para acompanhar de

maneira quase continua a evolução do estado da atmosfera e dos padrões de nuvens numa certa região.

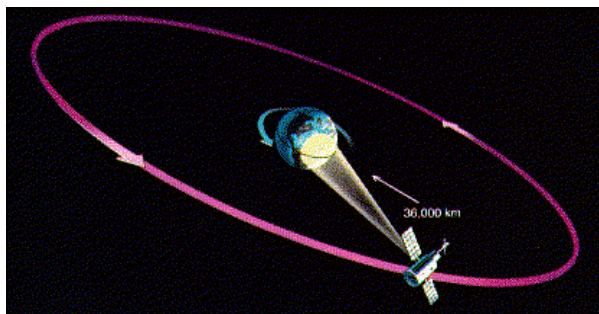


Fig.2.1 - Posição típica de um satélite geoestacionário.

FONTE:

O satélite GOES-8 é um satélite geoestacionário americano que atualmente monitora o nosso continente. Os satélites geoestacionários medem em tempo real, significando que eles transmitem fotografias para estações de recepção em Terra, assim que as "câmeras" obtêm a foto. Uma sucessão de fotos desse satélite pode ser mostrada em seqüência para produzir um filme mostrando movimentos de nuvens. Isto possibilita aos meteorologistas monitorar a evolução dos sistemas meteorológicos. A direção e velocidade do vento também podem ser determinadas monitorando-se os movimentos de nuvens. Atualmente existem os seguintes satélites meteorológicos geoestacionários:

- GOES-EAST (norte americano); monitora a América do Norte e América do Sul, Figura 2.2,
- GOES-WEST(norte americano); monitora o Oceano Pacífico Leste, Figura 2.3,
- GMS (japonês); monitora o Japão e Austrália e o oceano Pacífico Oeste, Figura 2.4,
- FENGYUN-2 (chinês); monitora a China e oceano Índico, Figura 2.5.
- ELEKTRO (russo); monitora a Ásia Central e Oceano Indico, Figura 2.6,
- METEOSAT (europeu); monitora a Europa e África, Figura 2.7,



Fig.2.6 - Região monitorada pelo  
ELEKTRO.

FONTE: [http://www.fourmilab.ch/cgi-bin/  
uncgi/Earth](http://www.fourmilab.ch/cgi-bin/uncgi/Earth)



Fig.2.7 - Região monitorada pelo  
METEOSAT-5.

FONTE: [http://www.fourmilab.ch/cgi-bin/  
uncgi/Earth](http://www.fourmilab.ch/cgi-bin/uncgi/Earth)

## 2.2 SATÉLITES DE ÓRBITA POLAR

Os satélites de órbita polar aproximadamente seguem os meridianos, passando sobre os pólos norte e sul em cada revolução (Figura 2.8). Tipicamente, esses satélites são colocados numa órbita síncrona com o sol, numa altura entre 700 a 850 Km, com período orbital de cerca de 100 minutos. Como a Terra gira para leste abaixo do satélite, cada passagem monitora uma área a oeste da passagem anterior. Os satélites de órbita polar têm a vantagem de fotografarem nuvens diretamente abaixo deles. Desta forma podem fornecer informações detalhadas sobre tempestades, sistemas de nuvens, queimadas e cobertura vegetal.

Estes satélites são também chamados de heliosíncronos, por manterem constante a sua posição angular relativa ao sol. Eles são colocados em órbita circular, polar, com período em torno de 100 minutos. A observação da Terra a partir destes satélites é feita, sobre uma mesma região, em passagens que se repetem a cada seis horas, alternadamente, quando se dispõe de dois satélites.

Atualmente os satélites meteorológicos de órbita polar (NOAA 14 e 15) carregam inúmeros sensores para medir variáveis meteorológicas, tais como temperatura, umidade e ozônio, fornecendo informações importantes para os meteorologistas, agricultores, pescadores e pilotos. Dentre essas variáveis destacam-se as medidas da temperatura da superfície do mar e medidas de radiação.

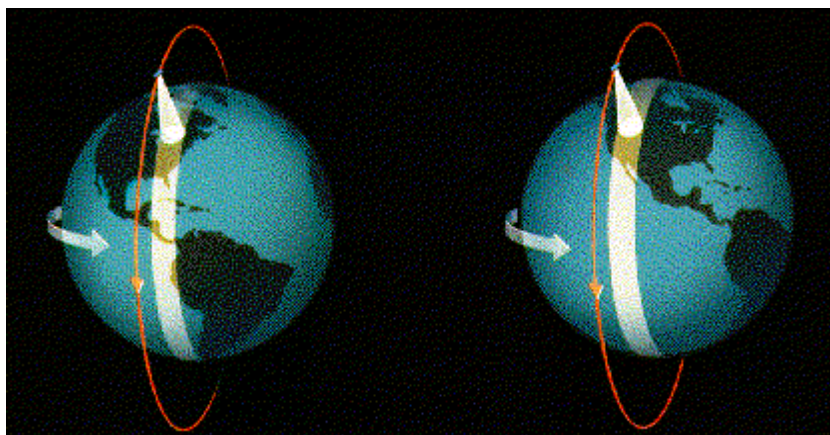


Fig.2.8 - Ilustração do trajeto dos satélites de Órbita Polar.

FONTE:

### 3 TIPOS DE IMAGENS

A radiação, quando disposta de acordo com os comprimentos de onda (distância entre duas cristas consecutivas de uma onda), forma um arranjo contínuo, conhecido como espectro eletromagnético (Figura 3.1). A energia radiante transmitida pelo sol abrange uma ampla faixa, que vai desde os raios gama e raios X (ondas muito curtas) até as ondas de rádio (ondas longas). Nossos sentidos são capazes de detectar a radiação somente quando seus comprimentos de onda situam-se dentro da região do espectro entre aproximadamente 0,1 e 100 micra. Nessa faixa de comprimento de onda, a radiação chamada infravermelha pode causar aquecimento num corpo receptor, na faixa (banda) entre aproximadamente 1,0 a 100 micra. O nervo ótico do olho é sensível à radiação de luz visível na banda estreita entre 0,38 e 0,76 micra. Em Meteorologia, o trecho do espectro que é de maior interesse compreende uma parte do infravermelho (de 8 a 16 micra) e a luz visível (de 0,38 a 0,76 micra). A seguir, apresenta-se as principais

características dos sensores utilizados para medir a energia proveniente dessas faixas espectrais.

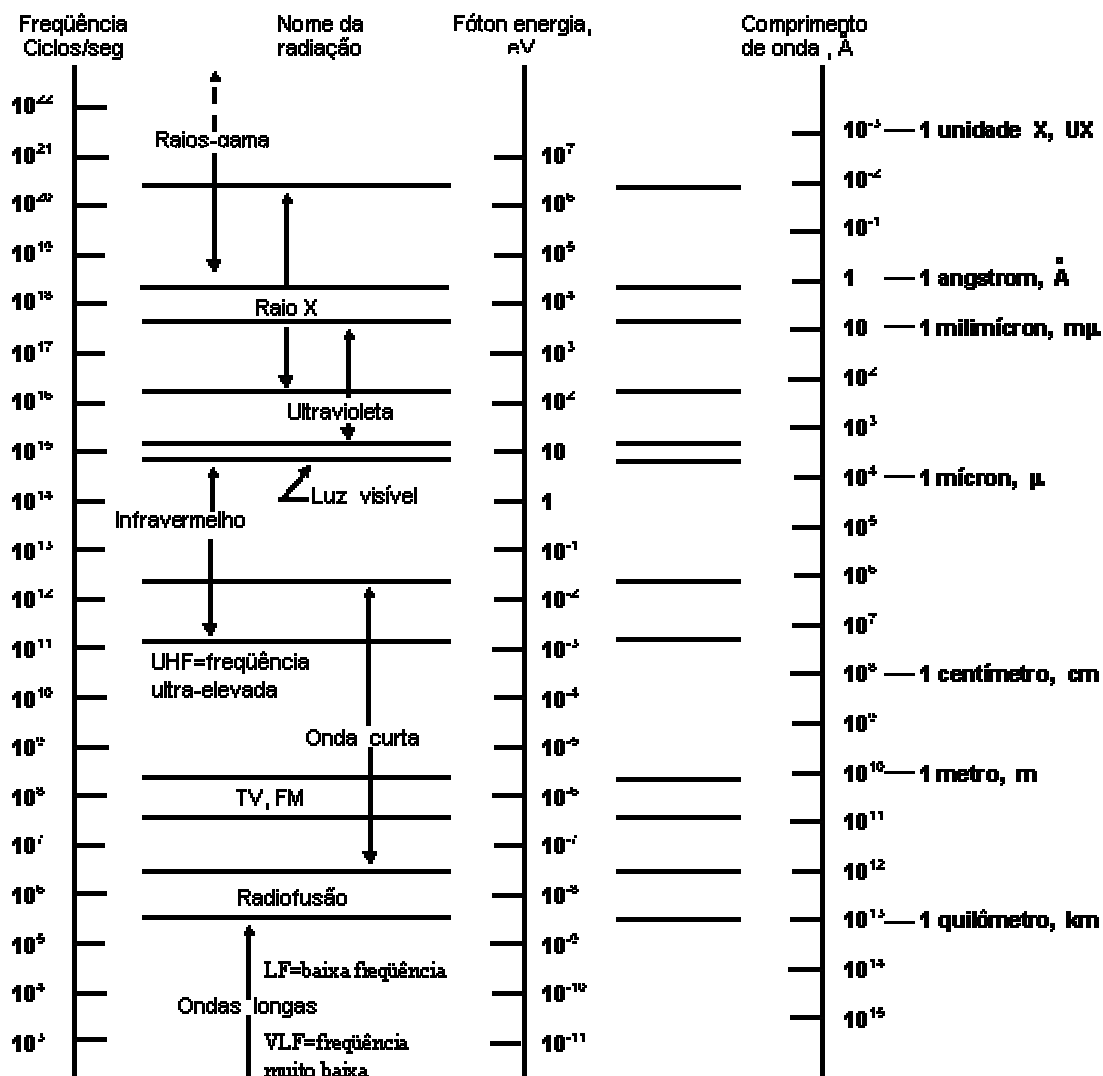


Fig.3.1 - O espectro eletromagnético segundo o comprimento de onda (eixo direito) e freqüência (eixo esquerdo).

FONTE:

### 3.1 INFRAVERMELHO

Os dados no infravermelho são obtidos através dos sensores que medem a radiação de ondas longas, emitidas por nuvens e por superfícies continentais e oceânicas. Baseados em instrumentos adequadamente calibrados, essas medidas podem ser convertidas nas

temperaturas dos corpos detectados, e dispostos como tons de cinza em papel fotográfico, ou então, processados na forma digital. Quanto mais quente a superfície, mais radiação infravermelha é emitida. Assim, numa imagem de satélite, nuvens com topos frios e/ou com grande desenvolvimento vertical, apresentam-se com tonalidade branca enquanto que as nuvens baixas são relativamente mais quentes, e portanto apresentam tonalidade cinza escura. Assim, as imagens no infravermelho (Figuras 3.2a e 3.2b) são utilizadas para distinguir tanto diferenças de temperatura em nuvens como também da superfície da Terra ou do mar. No caso de nuvens, estas diferenças trazem informações sobre a altitude delas. A grande vantagem dos sensores infravermelho é que eles fornecem imagens dia e noite.

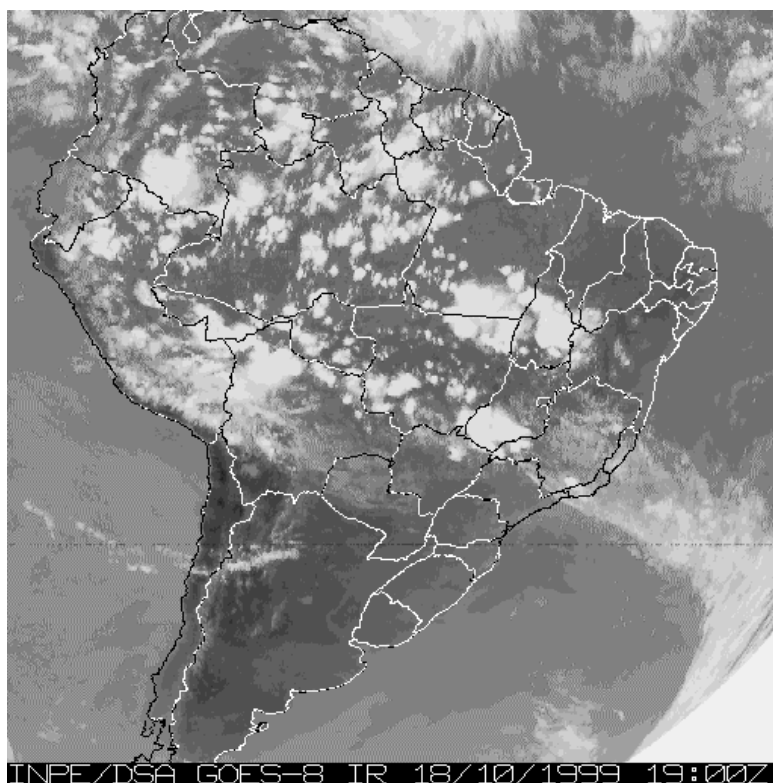


Fig.3.2a - Imagem Infravermelho, satélite GOES-8, 18/10/99, 16:00 horas.

FONTE: INPE, Divisão de Satélites Ambientais.

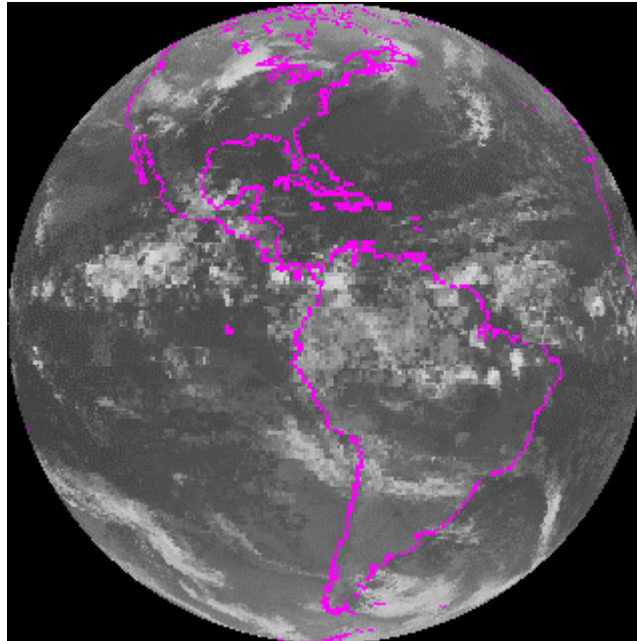


Figura 3.2b - Imagem Infravermelho, satélite GOES-8, 08/05/2000, 06:00 UTC  
FONTE: Universidade de Wisconsin-Madison, Space Science and Engineering Center.

### 3.2 VISÍVEL

Os dados no espectro visível são transmitidos pelos sensores instalados a bordo dos satélites meteorológicos, que medem a radiação refletida na porção visível do espectro eletromagnético. Isto é equivalente a tirar fotos em branco e preto da Terra. As áreas brilhantes (Figura 3.3a) mostram onde o sol está sendo refletido de volta para o espaço devido a cobertura de nuvens. Nuvens e neve parecem brancas e os oceanos e superfície continental parecem escuros. A refletividade de uma nuvem está relacionada com a espessura da mesma. As imagens no visível são bastante utilizadas para a identificação de estruturas e tipos de nuvens. Uma limitação desse tipo de dados é que eles são disponíveis só durante o dia. Uma limitação desse tipo de dados é que eles são disponíveis só durante o dia. As Figuras 3.3b a 3.3g exemplificam a cobertura diurna dessas imagens.

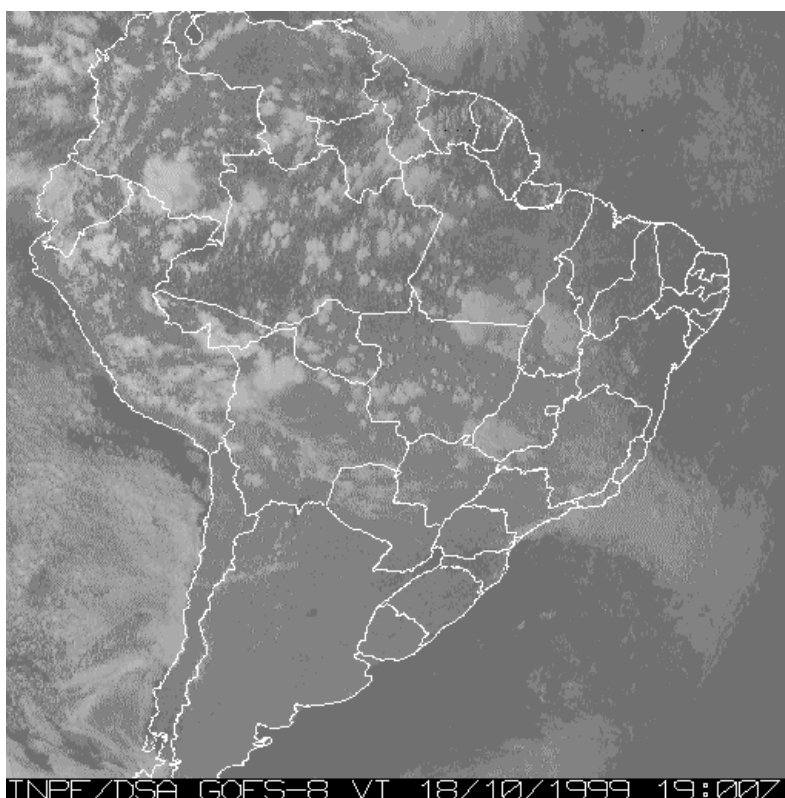


Fig.3.3a - Imagem Visível, satélite GOES-8, 18/10/99, 16:00 horas.

FONTE: INPE, Divisão de Satélites Ambientais.



Fig. 3.3b - GOES 8, visível, 03Z,

08/05/2000

FONTE: <http://www.fourmilab.ch/cgi-bin/uncgi/Earth>



Fig. 3.3c - GOES 8, visível, 06Z,

08/05/2000

FONTE: <http://www.fourmilab.ch/cgi-bin/uncgi/Earth>



Fig. 3.3d - GOES 8, visível, 09Z,  
08/05/2000

FONTE: <http://www.fourmilab.ch/cgi-bin/uncgi/Earth>



Fig. 3.3e - GOES 8, visível, 12 Z ,  
08/05/2000

FONTE: <http://www.fourmilab.ch/cgi-bin/uncgi/Earth>



Fig. 3.3f - GOES 8, visível, 18Z,  
08/05/2000

FONTE: <http://www.fourmilab.ch/cgi-bin/uncgi/Earth>



Fig. 3.3g - GOES 8, visível, 18Z,  
09/05/2000

FONTE: <http://www.fourmilab.ch/cgi-bin/uncgi/Earth>

### 3.3 VAPOR DE ÁGUA

Alguns satélites são equipados com sensores de vapor de água que podem mapear a distribuição de umidade na média troposfera (Figura 3.4), cerca de 5 quilômetros de altura. Essas informações também são úteis para monitorar os movimentos horizontais e verticais dos ventos. Isto é de grande utilidade para os meteorologistas localizarem