

ACA-115 Introdução a Ciências Atmosféricas

Os Movimentos da Atmosfera

Conteúdo

- 1.1. Escala dos movimentos atmosféricos
- 1.2. Principais forças
- 1.3. Equilíbrio Hidrostático
- 1.4. Equilíbrio Geostrófico
- 1.5. Divergência e Convergência
- 1.6. Circulação Geral da Atmosfera
- 1.7. Circulações Locais
- 1.8. Turbulência Atmosférica

ESCALAS DOS MOVIMENTOS ATMOSFÉRICOS

Tradicionalmente, as Ciências Atmosféricas se dividem em dois ramos: a "METEOROLOGIA" e a "CLIMATOLOGIA".

A METEOROLOGIA estaria ligada principalmente aos estudos dos fenômenos atmosféricos *em si*, e as respectivas variações no tempo, isto é, suas origens, desenvolvimento e dissipação.

A CLIMATOLOGIA, por outro lado, estaria mais ligada com as propriedades "médias" de "longos" períodos, dos elementos meteorológicos que determinam o clima das diversas regiões da terra.

Essa divisão nem sempre é bem clara, já que, por exemplo, para se isolar um determinado fenômeno atmosférico às vezes é necessário utilizar-se de médias estatísticas de certos elementos meteorológicos tais como a pressão, temperatura ou ventos.

Num sentido contrário, normalmente é necessário recorrer-se à determinado fenômeno meteorológico para explicar as características climáticas de uma região. Além disso, atualmente sabe-se que o clima não é uma característica estanque, e também sofre variações temporais.

A METEOROLOGIA, por sua vez, é tradicionalmente dividida em três disciplinas básicas: a Meteorologia Física, Sinótica e Dinâmica.

Na METEOROLOGIA FÍSICA estuda-se, por exemplo, a composição e estrutura da atmosfera, os processos de transferência de energia (calor e radiação) na atmosfera, a formação de nuvens e das precipitações, eletricidade atmosférica,

fenômenos óticos e acústicos, e diversos outros processos físico-químicos que ocorrem na atmosfera.

A METEOROLOGIA SINÓTICA está relacionada principalmente com a descrição, análise e previsão do tempo. Na sua origem, a meteorologia sinótica era baseada em métodos empíricos de análise e previsão que foram desenvolvidos no início do século passado, e principalmente após a 2ª Guerra Mundial, quando foram instaladas diversas redes de estações meteorológicas que enviavam os dados de observações simultâneas (isto é "sinóticas") para os centros de previsão. Atualmente, a meteorologia sinótica utiliza os conhecimentos gerados em todas as disciplinas das Ciências Atmosféricas, principalmente da Meteorologia Dinâmica.

A METEOROLOGIA DINÂMICA também está ligada ao estudo dos movimentos atmosféricos e sua evolução temporal, porém suas ferramentas analíticas são os princípios da "Mecânica dos Fluidos". Novamente, essa divisão apresentada não é rígida, sendo que a inter-relação entre essas três disciplinas é bastante grande.

O que é a "escala" de um fenômeno atmosférico ?

A escala de um determinado fenômeno meteorológico refere-se às suas dimensões espaço/temporal "típica".

As escalas dos movimentos atmosféricos podem ser classificadas, *a grosso modo*, como na Figura 1a. Existem outras classificações mais precisas e detalhadas, entretanto essa figura dá uma boa noção dessa divisão.

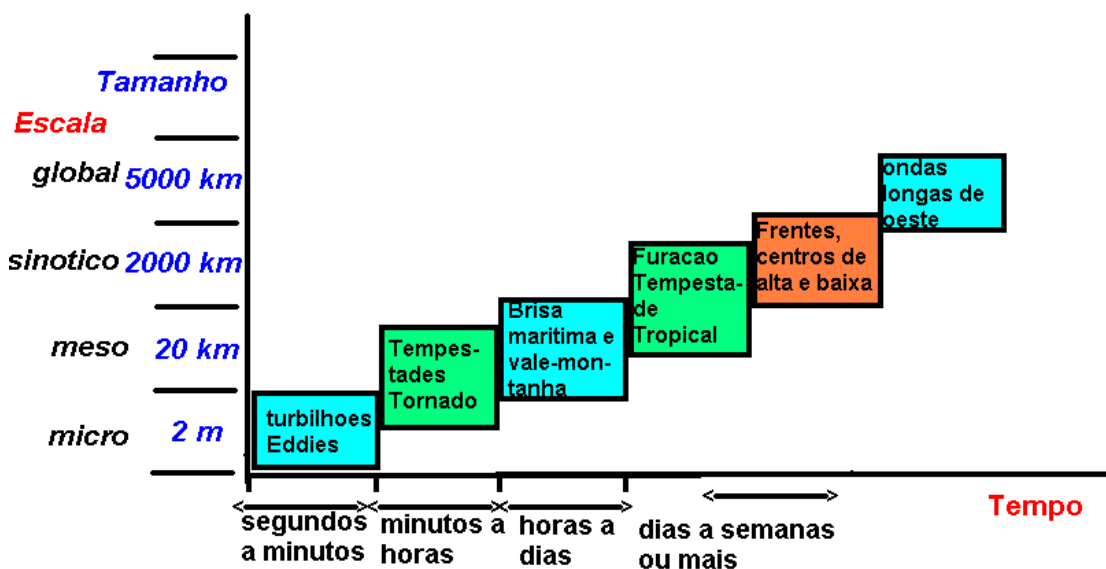


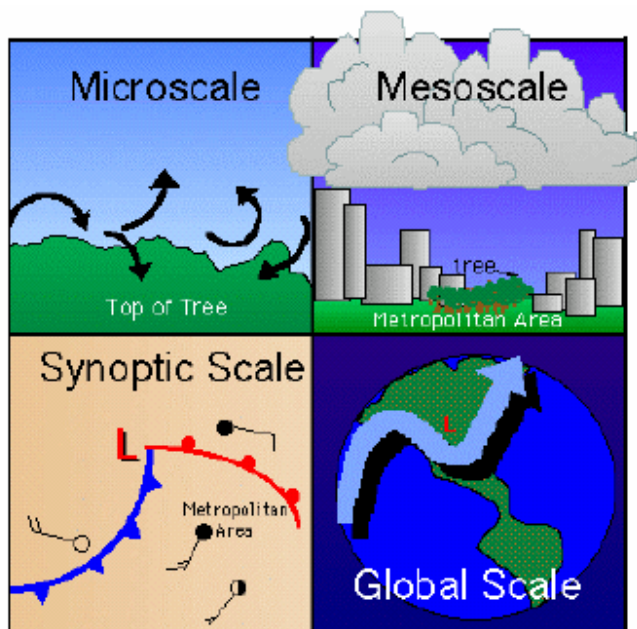
Figura 1: (a) Escalas dos movimentos atmosféricos.

A menor escala que tem importância meteorológica é a chamada MICROESCALA. Os fenômenos que ocorrem nessa escala tem dimensões espaciais de 1 metro a 1 Km, e duração da ordem de 1 segundo até cerca de 1 hora.

Nessa categoria estão as nuvens, quando consideradas individualmente, e fenômenos de “turbulência”, que são bastante afetados pelas características da superfície tais como as trocas de calor e umidade entre o solo e os primeiros metros mais baixos da atmosfera.

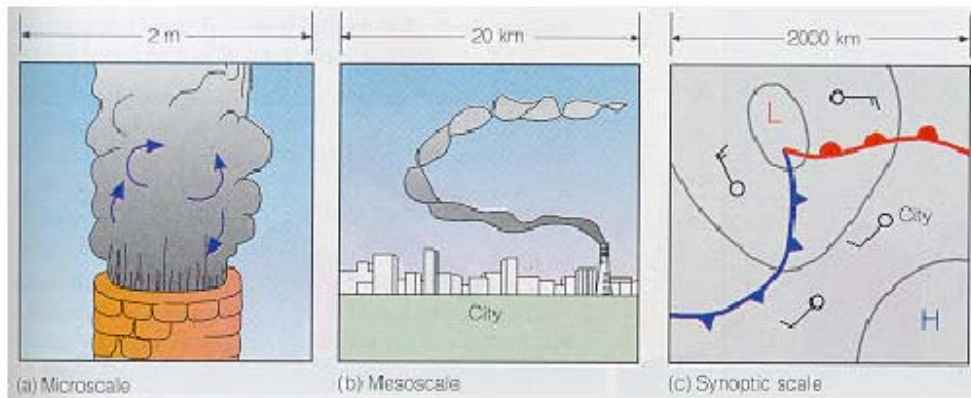
Na microescala estuda-se, por exemplo, os processos de formação de gotas de nuvem e de chuva, a dispersão de poluentes, e as interações no sistema solo-plantas-atmosfera.

A escala seguinte na classificação seria a MESOESCALA. Os fenômenos nessa escala tem dimensões espaciais da ordem de 1 Km até cerca de 100 Km. A duração característica é da ordem de 1 hora a 1 dia. Nessa categoria estão enquadrados, por exemplo, os tornados, tempestades isoladas, linhas de instabilidade, conjuntos ou sistemas de nuvens, "ilhas de calor", além da brisa marítima-terrestre e de vale-montanha. Esses sistemas são muito importantes para o conhecimento regional do tempo, e estão muito ligados às características geográficas da região (montanhas, proximidade de oceano ou lagos, florestas, cidades, etc.).



Os fenômenos meteorológicos que mais afetam o tempo no dia a dia, encontram-se na chamada GRANDE ESCALA. Esses sistemas têm dimensões

maiores que algumas centenas de quilômetros e duração da ordem de um dia a meses. Nela se enquadram os furacões, as frentes frias, os ciclones e anticiclones, e as "ondas longas associada aos ventos de oeste". Esses fenômenos têm também um importante papel na determinação das características climáticas e sazonais nas diversas regiões do globo.



Como já foi dito anteriormente, os fenômenos nas diferentes escalas são interdependentes. Assim, um determinado sistema meteorológico numa escala, normalmente só ocorre se certas condições numa escala maior são atingidas e vice-versa. Entretanto, essa separação dos fenômenos em escalas facilita bastante a determinação das causas principais de um fenômeno em particular.

Mas, na prática, como é feita essa "separação" de escalas dos fenômenos?

Os diversos parâmetros meteorológicos (pressão, temperatura, umidade, ventos, etc.), são medidos em instrumentos com as mais variadas "resoluções" temporais e espaciais.

Como "resolução temporal" entende-se a frequência com que determinado parâmetro é medido. Assim, por exemplo, pode-se ter medidas de temperatura a cada minuto, a cada hora, ou a cada dia.

Como "resolução espacial", entende-se a distância entre as estações onde um parâmetro é medido. Assim, por exemplo, pode-se ter estações distanciadas de 1, 10, 100 ou mais quilômetros.

A frequência temporal e o espaçamento entre os pontos de medida determinará a capacidade de se estudar um determinado fenômeno.

Caso um determinado sistema meteorológico tenha uma escala espacial ou temporal menor que a permitida pela rede de observação, ele pode ficar "invisível" ao meteorologista, levando a erros na previsão. Essa situação é característica na América do Sul, onde o espaçamento das estações de ar

superior é tão grande e tão infreqüente que importantes sistemas de precipitação, com duração da ordem de 12 horas, não são normalmente reportados.

Numa situação contrária, caso se tenha medidas em uma maior resolução que a escala característica do fenômeno, pode-se recorrer a "médias" temporais ou espaciais para isolar esse fenômeno. Nesse caso, além de se poder estudar o fenômeno "médio", pode-se também estudar a variação temporal e espacial da "perturbação" sobreposta a esse fenômeno médio.

Após essa introdução à questão da escala em meteorologia, vamos dar uma noção de quais são os principais tipos de "forças" que provocam e modificam os movimentos da circulação atmosférica. Em primeiro momento, essas forças serão consideradas individualmente. No item seguinte, elas vão ser consideradas de uma forma conjunta, levando ao que chamamos de "balanços" entre elas. Finalmente, vamos apresentar algumas idéias que explicam a Circulação Geral da Atmosfera, ou seja, um "modelo conceitual" que explica as características observadas nos campos de pressão e do vento numa escala global.

AS PRINCIPAIS FORÇAS NA ATMOSFERA

Força é a causa do movimento.

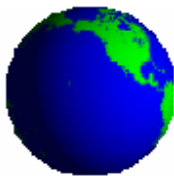
Um corpo permanece em repouso ou em movimento uniforme, sem mudar sua velocidade ou direção, a menos que uma força externa atue nesse corpo (Primeira Lei de Newton)

Mas o que é um "corpo" na atmosfera?

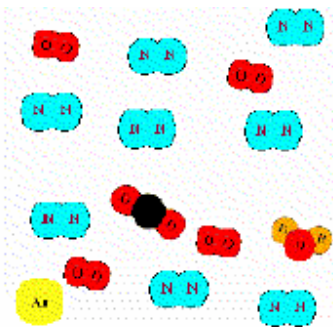
(a) Uma molécula individual?



(b) A atmosfera como um todo?



(c) Um aglomerado de moléculas?



TODAS AS ALTERNATIVAS ESTÃO CORRETAS!

Parece estranho aplicar as Leis do movimento para algo como a atmosfera, pois não a vemos como um corpo ou mesmo como um conjunto de corpos. Em geral, vemos a atmosfera como um fluido contínuo.

Ao invés de manter um padrão, partes da atmosfera estão continuamente se deformando e se movimentando. Mesmo assim, cada “parte” da atmosfera obedece as Leis de movimento. Considera-se, em geral, uma “parte” de ar suficientemente grande para incluir várias moléculas mas suficientemente pequena para que cada “parte” se mova como um único objeto.

Meteorologistas chamam tal objeto imaginário de “*parcela de ar*”.

Força em um corpo = massa do corpo * aceleração

O efeito de uma força é causar aceleração.

Aceleração é a taxa de mudança da velocidade.

Massa é um escalar, cujo valor independe da localização.

Considere uma força atuando em um dado volume de ar:

*Força por unidade de volume = massa por unidade de volume * aceleração*

E se houver mais de uma força? Somam-se todas as forças:

Aceleração na atmosfera

Na atmosfera, em geral, a aceleração das parcelas de ar é pequena. Sob várias circunstâncias a aceleração do ar é tão pequena que pode ser desprezada.

O ar se movendo com uma determinada velocidade, em uma particular direção, tende a continuar se movendo com essa velocidade, nessa direção, por pelo menos algum tempo.

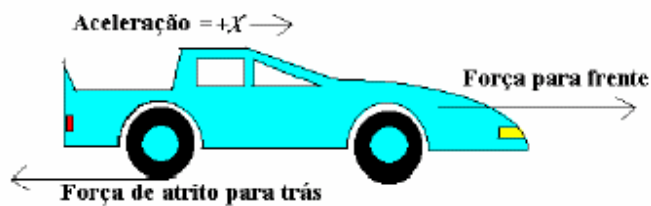
O que isso significa em termos das Leis do Movimento?

Significa que pode haver muitas forças atuando, mas na atmosfera, elas devem se somar de modo que a resultante seja aproximadamente nula.

Balanço de forças

Para um carro viajar com uma certa velocidade, o motor deve fornecer uma força que o impulse para frente.

Se essa força é maior que os efeitos combinados da resistência do ar e do atrito com a estrada, o carro acelera. Se essa força é mais fraca, o carro desacelera.



Carro acelerado para frente.

Na realidade é necessário acelerar ou desacelerar de tal modo que a resistência do ar e o atrito sejam tão grandes (ou tão pequenos) que a força fornecida pelo motor, de tal modo que a velocidade do carro seja constante (não tenha aceleração).



Carro sem aceleração.

Na atmosfera o efeito é similar. Na maior parte do tempo o ar está em movimento por causa de 2 ou mais forças que se balanceiam.

Se alguém empurra você, você pode ir para frente ou para trás (para a direita, esquerda, etc).

Dessa maneira, quando ocorre um balanço entre 2 forças, isso significa que uma força está atuando em uma direção e a outra de mesma intensidade mas em

direção exatamente oposta. Então, a direção da força é tão importante quanto sua intensidade, ou seja, a Força tem intensidade e direção.

O que causa o movimento do ar ?

A principal causa para a ocorrência dos movimentos do ar (o vento) é praticamente a energia solar, ou seja, *um processo de conversão de energia térmica em energia cinética*. Inclusive, muitas vezes a atmosfera é estudada como sendo uma "máquina térmica" (como uma caldeira) que transforma energia em trabalho.

Na verdade, o aquecimento da atmosfera pela energia solar é feito principalmente de maneira indireta, ou seja, a superfície da Terra absorve a energia solar, se aquece, e transmite esse calor para as camadas mais baixas da atmosfera

(MICROMETEOROLOGIA). Posteriormente esse calor é transportado para as regiões mais altas da atmosfera a partir dos movimentos verticais do ar (*convecção*) ou para outras regiões através de transportes horizontais (*advecção*).

São, principalmente, as diferenças de absorção da energia solar nas várias regiões da Terra que determina o movimento do ar. Essas diferenças podem ser provocadas, por exemplo, pelas diferenças de latitude, inclinação do terreno ou diferentes capacidades térmicas do solo.

Quando se estuda o vento em meteorologia costuma-se dividi-lo em suas componentes horizontais (nas direções leste/oeste e norte/sul), e vertical (movimento ascendente/descendente). Embora, em meso e larga escalas, a intensidade do vento ser consideravelmente mais forte que a componente vertical, a velocidade vertical tem um importante papel na formação das nuvens e da precipitação.

Mais adiante veremos como o movimento vertical está ligado à componente horizontal do vento. Outro conceito muito usado em meteorologia é de que o vento é constituído de uma corrente contínua de ar, composta por um conjunto discreto de "parcelas de ar". Assume-se então que qualquer força agindo sobre uma parcela representa a influência da mesma força sobre toda a corrente, isto é, sobre o vento.

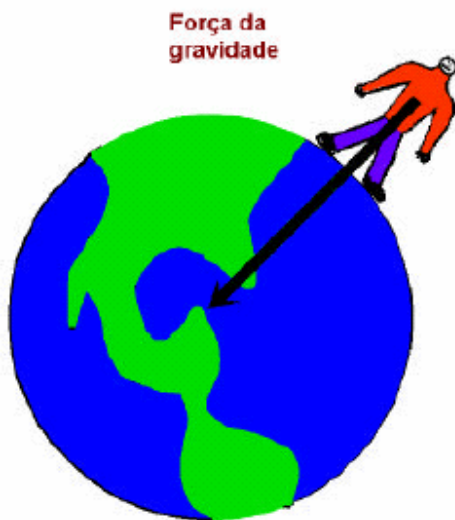
De acordo com a "Primeira Lei de Newton", para um corpo (a parcela de ar) mudar seu estado de movimento, deve existir um "ímbalance" entre as forças que atuam sobre esse corpo. Existem basicamente duas classes de forças que afetam a atmosfera:

- (i) aquelas que existem independente do estado de movimento do ar; e
- (ii) aquelas que aparecem somente após existir o movimento.

Na primeira categoria estão aquelas provocadas por "*campos*", como por exemplo a "força do campo gravitacional" e a "força do campo de pressão". Na segunda estão aquelas que aparecem como uma "reação" ao movimento, como, por exemplo, a "força de atrito", "força de Coriolis".

FORÇA DA GRAVIDADE

Gravidade é a força mais "óbvia" que todos sentimos. A gravidade sempre aponta "para baixo", em direção ao centro da Terra. A gravidade é forte o suficiente para causar uma mudança de velocidade (aceleração) de cerca de 9,8 metros por segundo, independentemente da massa do objeto.



Para testar se a gravidade está atuando solte um objeto de algum lugar alto.

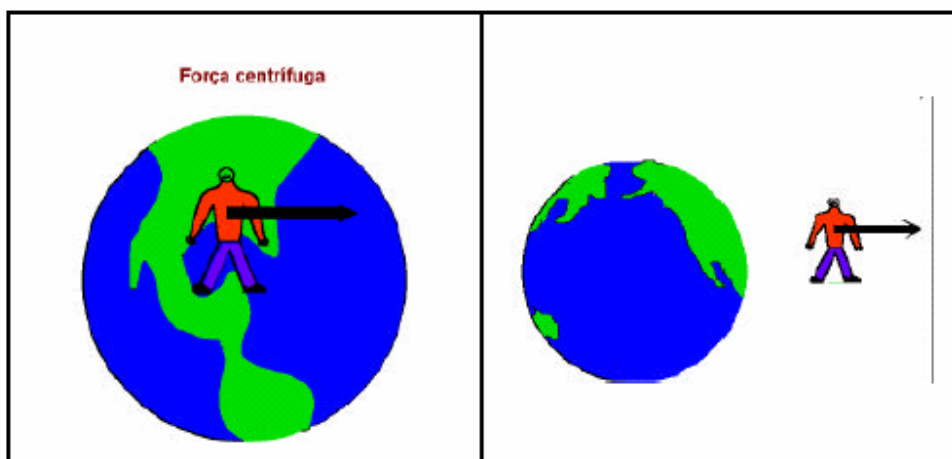
Provavelmente o objeto acelerará enquanto desce. Quando alcançar o chão o objeto estará muito mais rápido do que imediatamente após você tê-lo soltado.

Se o objeto for solto de uma posição alta o suficiente para demorar um segundo para atingir o solo, ele estará a aproximadamente 9,8 m/s, quando atingir o solo. Obviamente isso não vale para objetos como penas, pedaços de papel, etc que são significativamente afetados por outras forças como resistência do ar ou aerodinâmica.

A força da gravidade, que faz com que todos os corpos sobre a Terra sejam atraídos para o centro dela, modifica somente a componente vertical do vento. Sua intensidade, de acordo com a "Segunda Lei de Newton", é proporcional à massa da parcela de ar, sendo que a "constante de proporcionalidade" é a "aceleração da gravidade (g)". O sentido dessa força é sempre "de cima para baixo".

FORÇA CENTRÍFUGA

Exatamente agora você está sobre uma Terra que gira rapidamente. Por esse motivo tudo na Terra sente uma força aparente chamada *Força Centrífuga*. Se fosse possível “desligar” a força da gravidade, a força centrífuga faria tudo “voar” da Terra para o espaço.



Em meteorologia, em geral, combina-se o efeito da Força da Gravidade (em direção ao centro da Terra) com a Força Centrífuga (muito mais fraca que a Força da Gravidade e em direção “para fora” da Terra) em uma única força, para dentro da Terra, mas não exatamente em direção ao centro da Terra, chamada **GRAVIDADE**.

FORÇA DE ATRITO

Atrito é uma força que só existe se o ar estiver em movimento.

Apesar de poder existir forças de atrito na atmosfera superior, elas usualmente são muito fracas. O único lugar onde o atrito é sempre importante é perto do solo. Em geral, o efeito do atrito é sentido até 1-2 km de altura (*camada limite atmosférica*).

Perto do solo, objetos tão pequenos como grama ou ondas do oceano ou tão grandes como árvores ou prédios desaceleram o ar.

Dessa forma, a força de atrito depende da velocidade das parcelas e das características da superfície.

FORÇA GRADIENTE DE PRESSÃO (FGP)

A FORÇA DO GRADIENTE DE PRESSÃO, surge devido às variações espaciais (o que chamamos de "gradiente") no campo da pressão. O conceito de

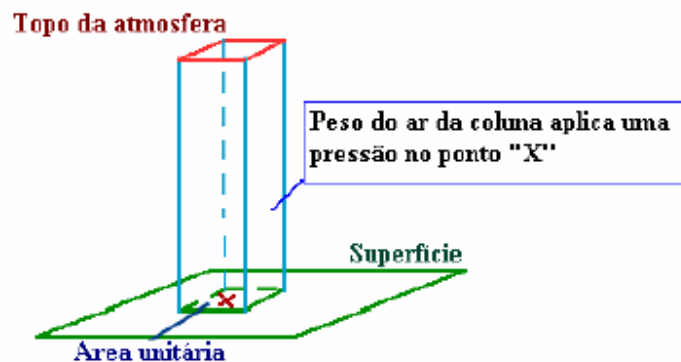
"pressão" atmosférica vem da Teoria Cinética dos Gases, e pode ser definida como sendo a força exercida pela colisão das moléculas do ar, em seus movimentos aleatórios, sobre uma superfície qualquer.

A pressão de um gás não está relacionada somente com o grau de "empacotamento" (em termos científicos, a densidade) das moléculas do gás, mas também com o grau de "agitação" térmica (a temperatura) dessas moléculas. A equação que relaciona pressão, densidade e temperatura é a conhecida "Lei dos Gases". Assim, por exemplo, mantendo-se a densidade de uma parcela de ar constante, um aumento na temperatura do gás irá implicar num aumento de sua pressão.

A atmosfera pode ser considerada um gás ideal.
Dessa forma:

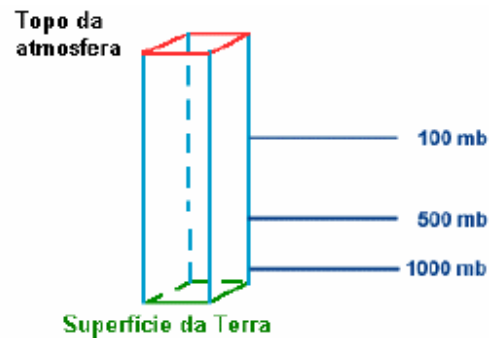
$$P = \rho R T$$

onde P é a pressão exercida pelo gás, R é uma constante do gás, ρ é a densidade (=massa/volume) e T é a temperatura do gás. Dessa forma, a pressão da atmosfera pode ser alterada aumentando ou diminuindo a densidade ou a temperatura.

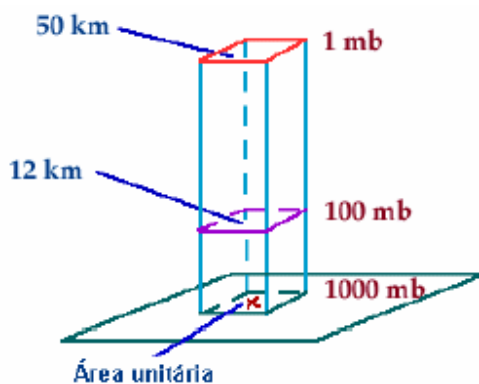


Pressão atmosférica é definida como a força, por unidade de área, exercida contra a superfície pelo peso do ar acima dessa superfície.

Meteorologistas, em geral, usam como unidade de pressão atmosférica o milibar (mb) e a pressão média ao nível do mar é de 1013,25 milibares.



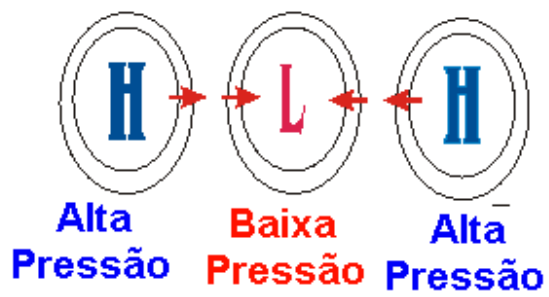
A pressão do ar é praticamente zero no topo da atmosfera e aumenta rapidamente em direção ao solo.



No desenho, a pressão no ponto X aumenta (diminui) quando o peso do ar acima aumenta (diminui).

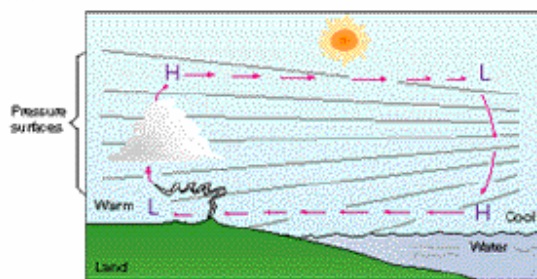
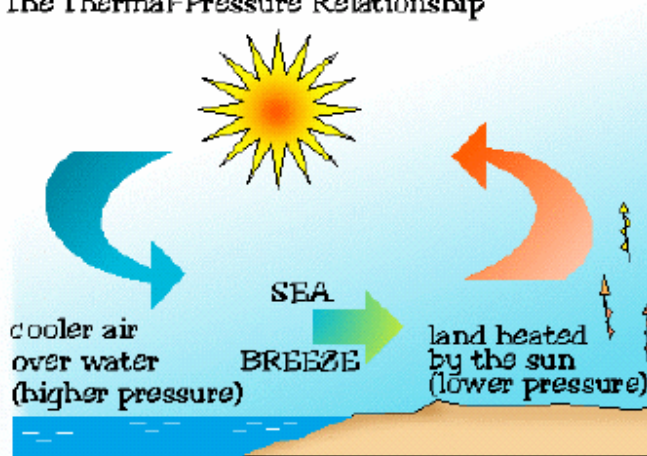
Normalmente com o aquecimento do ar ele se expande, diminuindo assim sua densidade.

Essa diminuição de densidade provoca então uma queda na pressão. Se esse efeito ocorrer em uma região e não ocorrer em outra região próxima, vai resultar no aparecimento de um gradiente de pressão. O gradiente de pressão, por sua vez, vai provocar uma circulação, com ar se dirigindo da região de alta pressão para a região de baixa pressão. Essa é uma situação típica que ocorre na formação da brisa marítima e terrestre, exemplificada na Figura 3. Situação semelhante ocorre também na formação da brisa de vale-montanha (Figura 4).

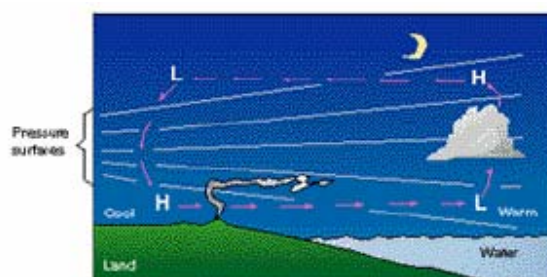


ã

The Thermal-Pressure Relationship



(a) Sea breeze



(b) Land breeze

Figura 3: Brisa marítima e brisa terrestre.

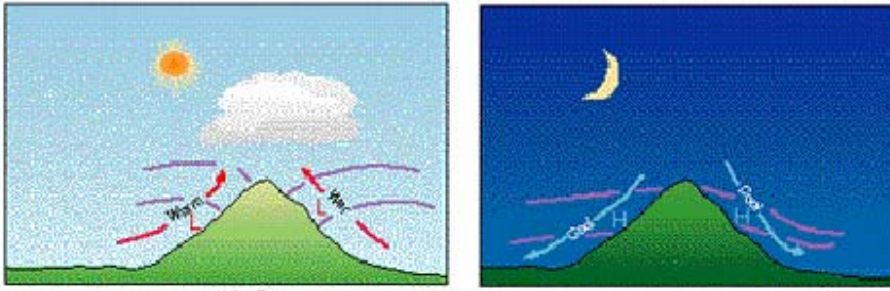
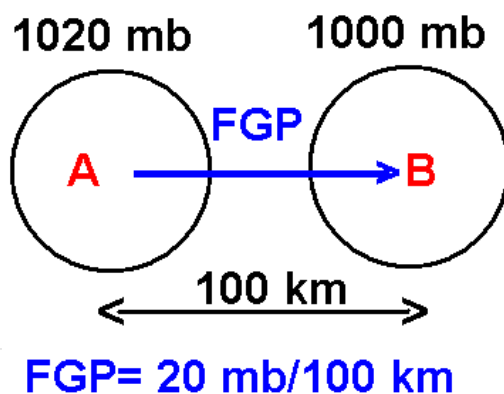


Figura 4: Circulação vale-montanha.

A força gradiente de pressão, como qualquer outra força, tem magnitude e direção.

A direção da FGP é sempre dirigida da ALTA pressão para a BAIXA pressão e sempre PERPENDICULAR às isóbaras (linhas de igual pressão). A magnitude depende do gradiente de pressão.



Força Gradiente de Pressão.

FORÇA GRADIENTE VERTICAL DE PRESSÃO

Note algo interessante relacionado a um objeto caindo: *ele passa através do ar*. Mas se todos os corpos sentem a gravidade, o que está “segurando” o ar? Por que o ar não cai todo em direção ao solo?

Porque há uma força que balanceia a gravidade, que é *Força gradiente vertical de pressão*.

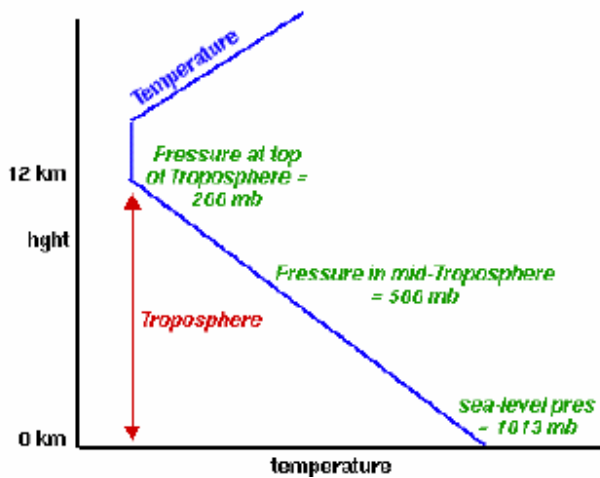
Imagine uma parcela de ar dentro de um balão imaginário - balão sem peso. A pressão do ar no topo do balão (parcela de ar) é só um pouco menor que a pressão do ar abaixo do balão, empurrando o balão para cima. Esse “excesso” de força para cima é suficiente para balancear a gravidade, de tal forma que o balão flutua em equilíbrio, exatamente como o ar em volta dele.



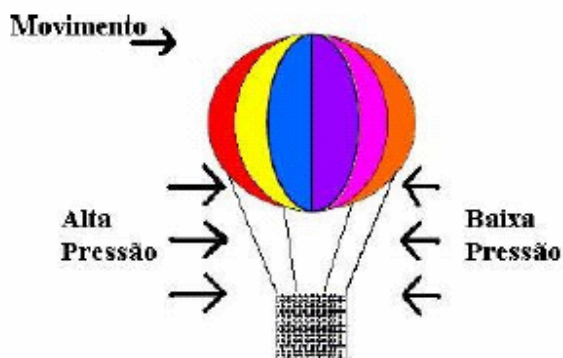
FORÇA GRADIENTE HORIZONTAL DE PRESSÃO

A Força Gradiente Horizontal de Pressão (FGHP) é uma força bastante importante na atmosfera.

Variações horizontais da pressão do ar são muito menores que as variações verticais de pressão (cerca de 10.000 vezes menores) mas não há uma força de gravidade horizontal para balancear a FGHP. Dessa forma, a FGHP geralmente força o ar a se mover, gerando vento.



Na direção vertical, a pressão muda aproximadamente 100 mb por 1km. Na direção horizontal a pressão muda cerca de 10 mb a cada 1000 km.



Gradientes horizontais de pressão atuam exatamente como os gradientes verticais de pressão: uma pressão maior em um lado da parcela de ar (balão) do que no outro lado gera uma força nessa particular direção.

Dessa forma, esses pequenos gradientes horizontais são uma das principais causas (ou força) que provoca os movimentos do ar. A Figura 2 mostra esquematicamente que, quanto maior o gradiente horizontal de pressão, maior será a força do gradiente de pressão e, por conseguinte, a aceleração.

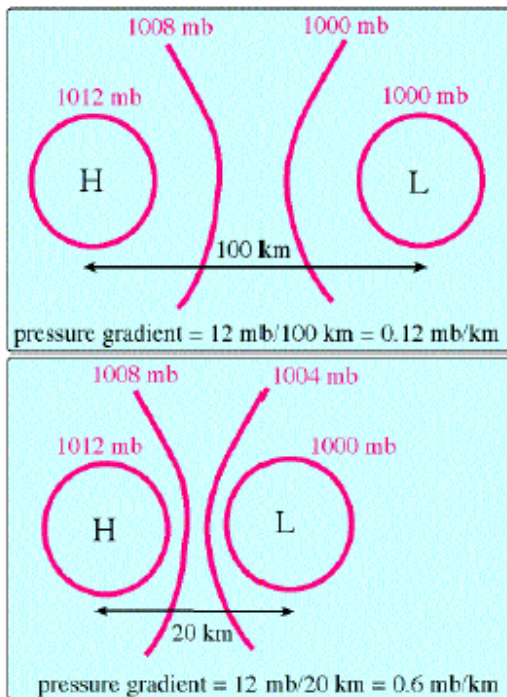
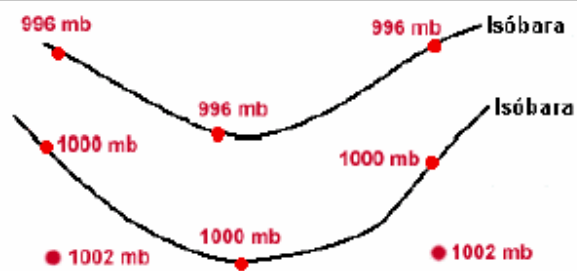


Figura 2: Gradiente horizontal de pressão.

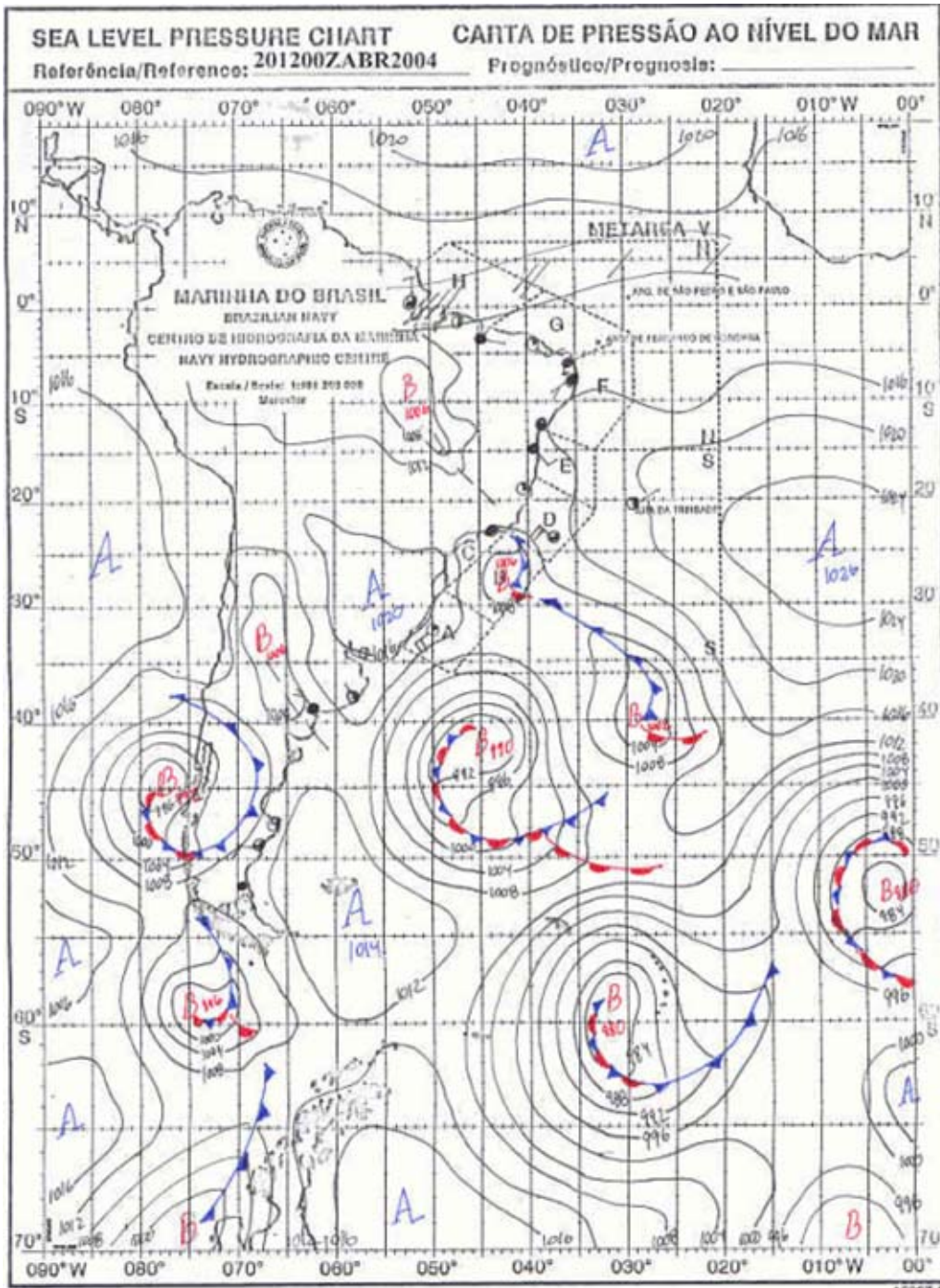
Previsores de tempo estão sempre falando sobre gradientes horizontais de pressão, mencionam sempre as posições de sistemas de altas e baixas pressões. Entre as altas e baixas pressões há gradiente horizontal de pressão e ventos.



Isóbaras.



Um ponto **A**, entre as isóbaras de 996 mb e 1000 mb deve estar sujeito a uma pressão entre 996 mb e 1000 mb, no caso a pressão é de 998 mb.



Isóbaras sobre a América do Sul.

FORÇA DE CORIOLIS

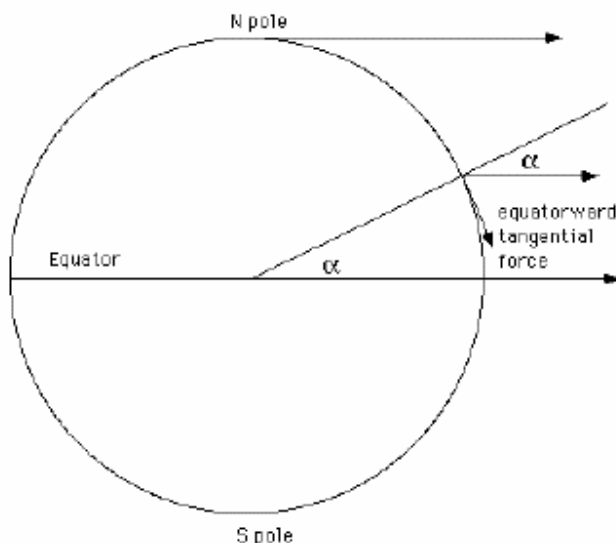
A força de Coriolis só aparece após a parcela de ar entrar em movimento e é devido ao fato de que os ventos (aqui entendido como o movimento do ar "em relação à Terra") são observados em um referencial fixo na superfície. Como a Terra é um referencial "não inercial", para um observador na superfície isso vai implicar no aparecimento de uma "**força fictícia**", que é a força de Coriolis.

O efeito da força de Coriolis pode ser entendido de uma maneira simples, imaginando-se um "experimento" ilustrado pela Figura 5.

Imagine que em um instante inicial uma bola é lançada do Pólo Norte em direção a um alvo no equador. Conforme a bola avança para o sul, o alvo vai se movendo também no sentido da rotação da Terra. Para um observador que esteja fora da Terra, a bola vai descrever uma trajetória perfeitamente retilínea, já que esse observador está em um referencial inercial, valendo portanto a primeira lei de Newton.

Por outro lado, se o observador estivesse fixo sobre a Terra (isto é, no referencial não-inercial), ele veria a bola se "desviar para a direita" de sua direção de movimento, como se uma "força" estivesse agindo sobre o corpo. A "bola" seria uma parcela de ar se movendo do Pólo Norte em direção ao equador.

Com um pouco de abstração pode-se perceber que quanto maior for a velocidade da parcela, maior será a "força" aparente. Pode-se observar também que quanto mais perto do equador, mais fraca é essa força. *A força de Coriolis é máxima nos pólos e exatamente zero sobre o equador.*



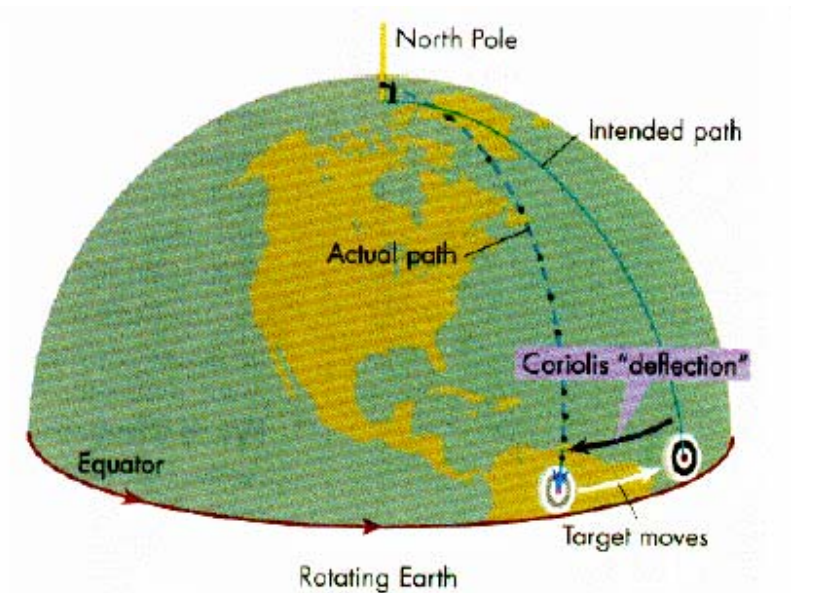
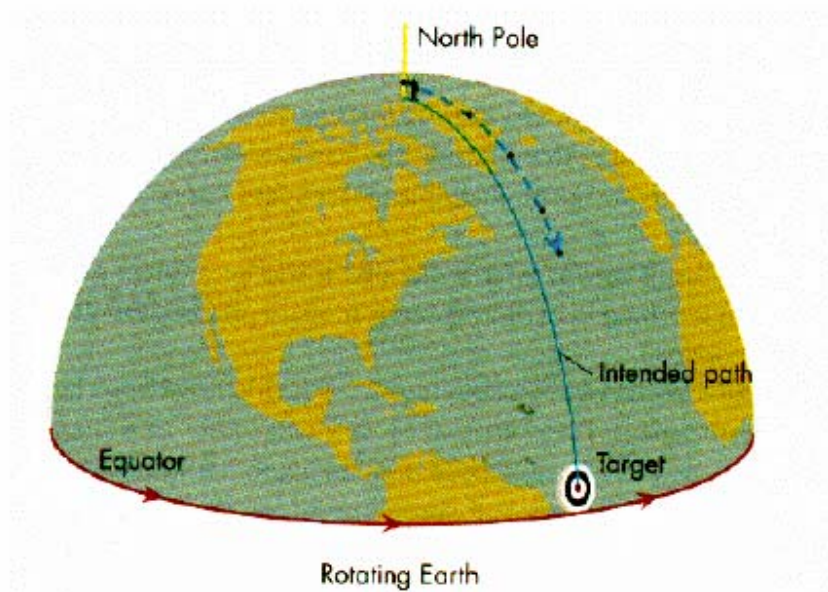


Figura 5: Força de Coriolis.

No caso do exemplo acima, no Hemisfério Norte, a força de Coriolis age sempre no sentido de "desviar" o movimento para a direita. No caso do Hemisfério Sul, que é similar a um carrossel com giro horário, a força de Coriolis age sempre no sentido de "desviar" o movimento para a esquerda. A Figura 6 ilustra o desvio na trajetória de uma parcela devido à força de Coriolis.

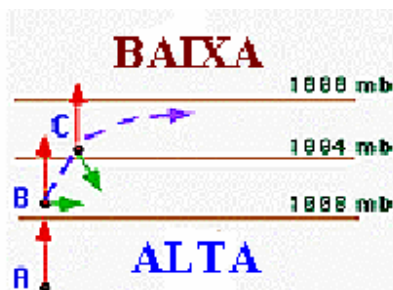
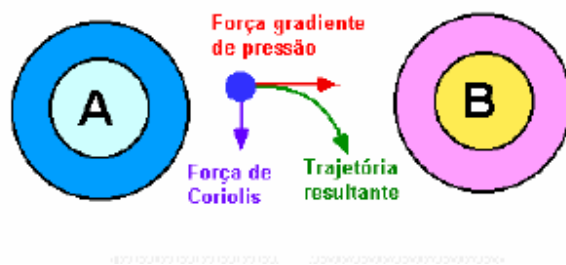
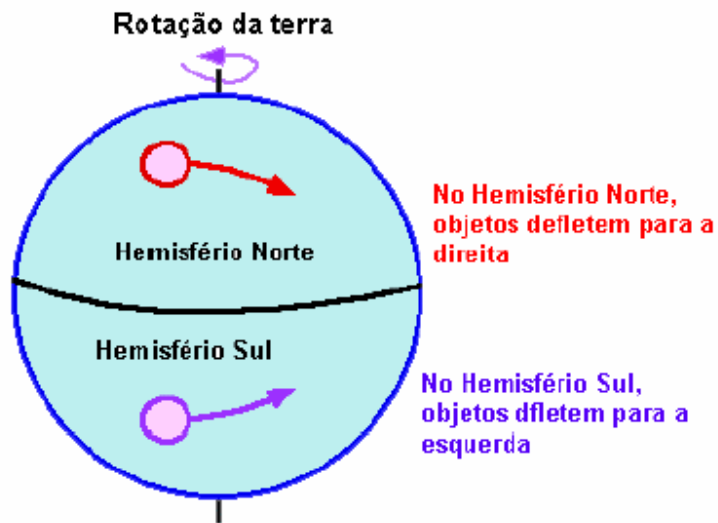


Figura 6: Coriolis . Quando o ar se move da alta para a baixa pressão ele é desviado, pela força de Coriolis, para a direita no Hemisfério Norte e para a esquerda no Hemisfério Sul.

Em resumo:

A força de Coriolis é uma “força aparente” que ocorre devido a rotação da Terra. Ela não existiria se a Terra não girasse.

A força de Coriolis é proporcional a velocidade do objeto.

A força de Coriolis é comparativamente mais forte perto dos Pólos e zero no Equador.

No Hemisfério Norte ela atua a direita da direção de deslocamento do objeto e no Hemisfério Sul ela atua a esquerda da direção de deslocamento do objeto.

OBSERVAÇÃO IMPORTANTE!!!!

A direção de rotação da água em pias **NÃO** é determinada pela rotação da Terra.



Não acredite quando você ouvir dizer que Coriolis faz a água da pia girar de uma maneira em um hemisfério e de outra maneira em outro hemisfério. A força de Coriolis só é importante para movimentos de **larga escala** (vários quilômetros), tais como ventos.

RESUMO

- . **Força causa aceleração. Se não houver forças ou todas as forças se cancelarem não haverá aceleração e o ar em movimento permanecerá em movimento e o ar em repouso permanecerá em repouso.**
- . **Na direção *vertical* as forças mais importantes são as forças de gravidade/centrífuga, atuando para baixo, e a força gradiente vertical de pressão, atuando para cima.**
- . **Na direção *horizontal* as forças mais importantes são as forças de Coriolis, gradiente horizontal de pressão e atrito.**
- . **A força de Coriolis - causada pela rotação da Terra - desloca corpos que estão em movimento, para a direita no Hemisfério Norte e para a esquerda no Hemisfério Sul.**
- . **A força de atrito desacelera os movimentos (ventos) próximos à superfície.**
- . **Em geral, e especialmente para sistemas de larga escala, as forças na atmosfera estão praticamente em balanço e a aceleração do ar é bastante pequena.**

TIPOS DE "BALANÇOS" ENTRE AS FORÇAS

Como as forças se "equilibram" nos movimentos atmosféricos ?

No item anterior consideramos individualmente alguns tipos de forças que atuam sobre a atmosfera. Na realidade, essas forças aparecem normalmente combinadas e determinam a velocidade e a direção dos ventos. Algumas vezes essas forças se combinam de tal forma que se "anulam", formando o que chamamos de um estado de equilíbrio ou de "balanço".

Novamente, pela Primeira Lei de Newton, quando as forças atuando sobre uma parcela de ar estão em equilíbrio, não há "força líquida" ou "resultante", e portanto a parcela ou permanece estacionária (se estiver parada) ou continua se movendo em linha reta com velocidade constante. Nesse caso então a *aceleração* é nula (mas pode haver movimento, isto é, *velocidade* diferente de zero). Neste item, vamos analisar como as forças interagem na atmosfera, para controlar os movimentos verticais e horizontais do ar.

EQUILÍBRIO HIDROSTÁTICO

Balanço entre a força do gradiente vertical de pressão e a força de gravidade (vide Figura 7). Esse estado de equilíbrio é um dos mais "fortes" na atmosfera e acontece em quase todas as escalas dos movimentos atmosféricos, não sendo válido apenas no caso de pequenas escalas (da ordem de menos de 10 Km). Deve-se novamente ressaltar que o equilíbrio hidrostático não impede o movimento vertical, mas sim apenas sua modificação (*aceleração* nula).

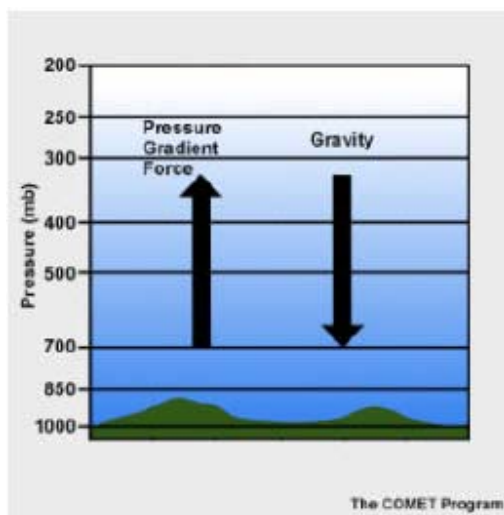
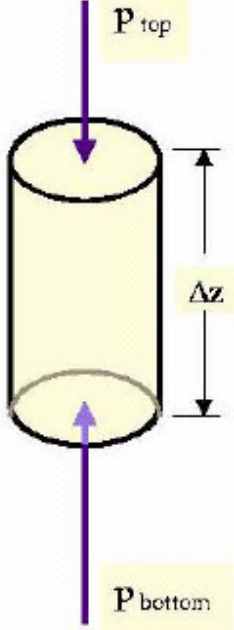
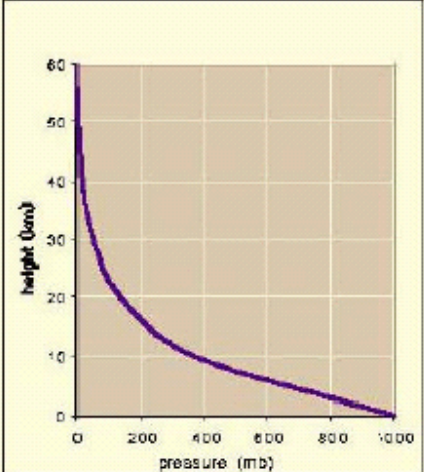


Figura 7: Balanço hidrostático

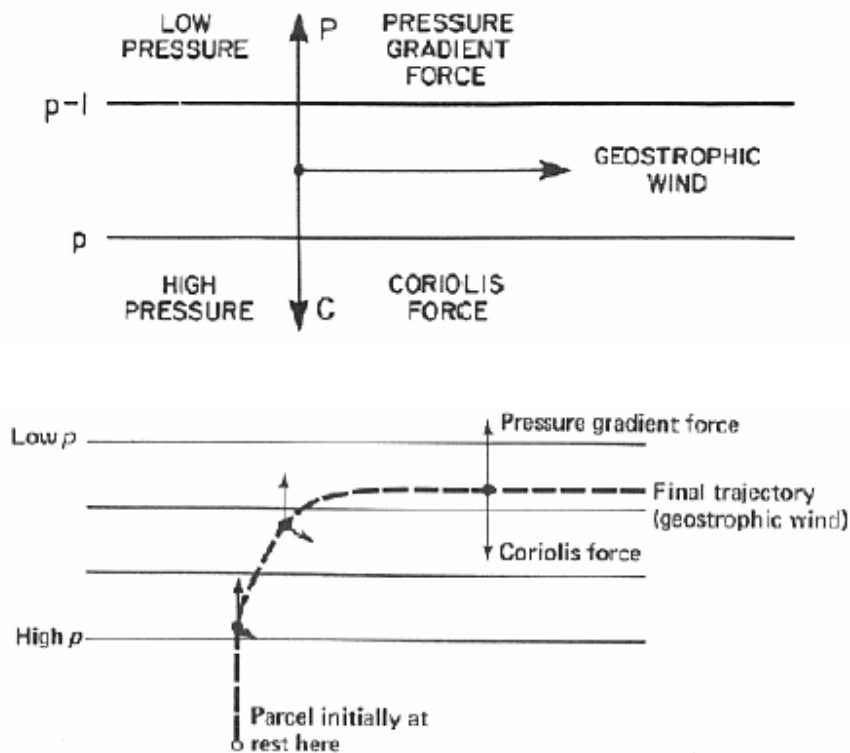
	<p>Pressão:</p> <p>$P(Z)$ = peso da atmosfera acima de Z por unidade de área</p> <p>Densidade:</p> <p>$\rho(Z) = P(Z)/RT$</p> <p>Como P diminui, a ρ também diminui – o ar é um fluido compressível</p> <hr/> <p>A atmosfera não fica achatada porque a pressão esta em balanço com o peso:</p> <p>$\rho g \Delta Z = P_{\text{topo}} - P_{\text{baixo}} = - \Delta P$</p> <p>ou $\Delta P / \Delta Z = - \rho g$</p> <p>A taxa de diminuição da pressão com a altura depende da densidade.</p>
	<p>Como a pressão atmosférica varia com a altura</p> <p>Em um balaço hidrostático e para um gás ideal, isto implica que a dependência da pressão (densidade) com a altura é EXPONENCIAL:</p> $P = P_0 e^{-\frac{gZ}{RT}}$ <p>onde “e” é a base do logaritmo natural = 2.718</p> <p>e P_0 é a pressão na superfície</p>

BALANÇO GEOSTRÓFICO

Acima da camada turbulenta (que atinge alturas da ordem de 1 Km), e para movimentos de grande escala, na horizontal, o principal balanço aproximado entre forças, chamado de **BALANÇO GEOSTRÓFICO**, *ocorre entre a força do gradiente horizontal de pressão horizontal* (daqui a diante designada com FGHP) e a *força de Coriolis* (daqui a diante designada como FC).

A Figura 8 ilustra como esse balanço é atingido no Hemisfério Norte. Num instante inicial, uma parcela em repouso sofre a ação da FGHP e começa a

adquirir velocidade, deslocando-se da região de alta pressão para a região de baixa pressão. Quando ela começa a se movimentar, sofre então o efeito da FC, que desvia sua direção para a direita do movimento. Conforme a FGHP vai agindo, a velocidade da parcela aumenta e, por conseguinte, aumenta também a FC. A modificação na direção do movimento faz com que a FC comece a se opor à FGHP. Essa oposição vai ocorrendo até que a parcela adquira uma direção de deslocamento paralela às *isóbaras* (linhas de mesmo valor de pressão). Nesse instante FGHP e a FC tem a mesma intensidade, porém sentidos opostos, atingindo o que chamamos BALANÇO GEOSTRÓFICO. Esse "vento" constante, que flui *paralelo às isóbaras, com a região de alta pressão à sua direita e de baixa pressão à esquerda* (no Hemisfério Norte), é chamado de "vento geostrófico".



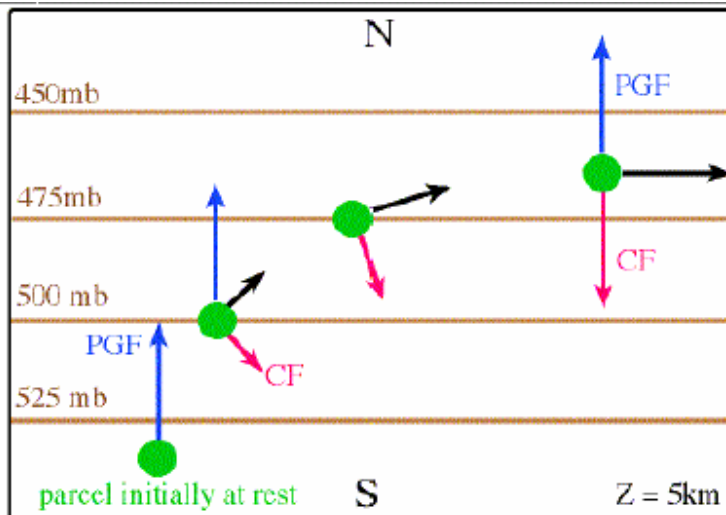


Figura 8: Balanço geostrófico.

No Hemisfério Sul, o vento geostrófico flui também paralelo às isóbaras, porém com a região de alta pressão à esquerda da direção do movimento e a área de baixa pressão à direita.

No exemplo dado com a Figura 8, foi assumido que as isóbaras eram linhas retas. Na atmosfera real essas linhas costumam ser curvas e, às vezes até se "fecham", formando centros de alta ou baixa pressão. Em meteorologia, os centros de baixa pressão são chamados de "ciclones", e os de alta pressão de "anticiclones". Devido ao balanço (quase) geostrófico, os ventos têm um giro horário (visto "de cima") ao redor dos anticiclones no Hemisfério Norte, e um giro anti-horário ao redor dos ciclones. No Hemisfério Sul esses giros são ao contrário.

Como foi dito acima, o balanço geostrófico ocorre somente na "atmosfera livre" (sem atrito), acima da camada turbulenta (também chamada de Camada Limite Planetária). Mas, como seria modificado o balanço geostrófico, na presença de uma terceira força representada pelo atrito?

Intuitivamente, sabemos que a força de fricção deve diminuir a velocidade do vento. Mas essa força também altera a direção do vento geostrófico. Com a diminuição da velocidade, diminui também a força de Coriolis. Como a FGHP não depende da velocidade, ela se mantém a mesma, provocando então um "ímbalance" entre essas duas forças. Conforme pode ser visto na Figura 9, isso faz com o vento que fluía paralelo às isóbaras se incline, e cruze as linhas de pressão constante da região de alta pressão para a região de baixa pressão. A rugosidade do terreno é que determina o decréscimo no módulo da velocidade e o ângulo entre as isóbaras e a direção do vento. Sobre a superfície de um oceano calmo, onde a rugosidade é baixa, o ar se move em um ângulo de 10 a 20 graus em relação às isóbaras, e a uma velocidade de cerca de 1/3 da

velocidade geostrófica. Já sobre um terreno rugoso, onde a fricção é alta, esse ângulo pode ser até de 45 graus, com a velocidade reduzida em até 50%. A Figura 10 ilustra o comportamento dos escoamentos ciclônicos e anticiclônicos na camada limite planetária. Mudando a direção do vento, a fricção exerce um importante papel na redistribuição do ar na atmosfera, principalmente quando consideramos o movimento do ar ao redor dos centros de baixa e alta pressão na superfície, isto é, nos ciclones e anticiclones (vide a Figura 10).

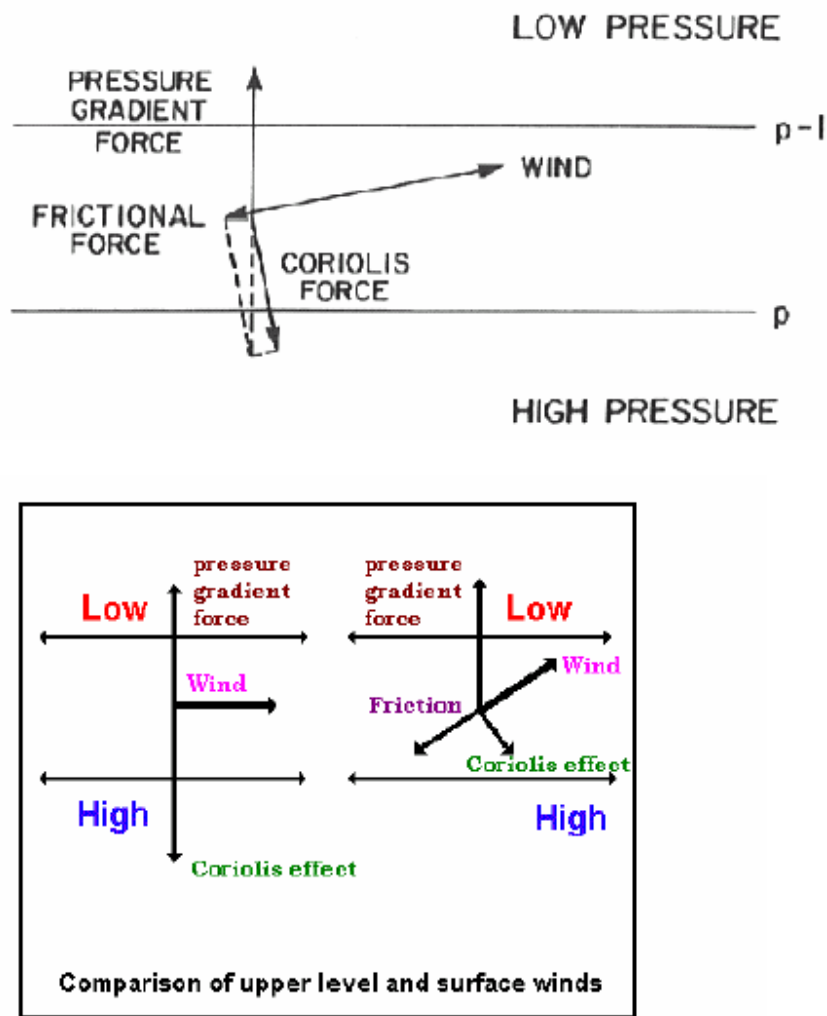


Figura 9: A força de Coriolis é combinada com a força de atrito para balancear a força gradiente horizontal de pressão. Como consequência, o vento horizontal sopra através das isóbaras e em direção a baixa pressão.

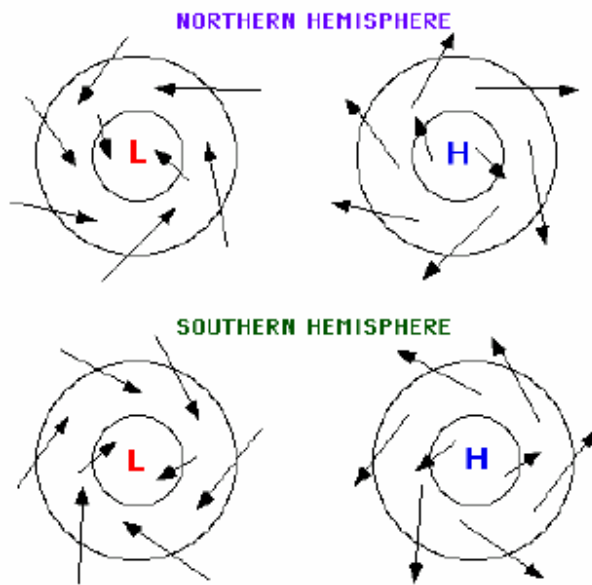


Figura 10: Escoamentos ciclônicos e anticiclônicos na camada limite planetária, para o hemisférios Norte e Sul.

Vamos primeiro considerar o caso do escoamento em um ciclone, onde o ar flui para o centro de baixa pressão, num processo que em meteorologia é chamado de **CONVERGÊNCIA**. Quando o ar converge horizontalmente, existe um acúmulo de massa na região central, o que deve aumentar a pressão e portanto enfraquecer o ciclone. É de se esperar que, para o ciclone continuar existindo como tal, por um certo tempo, deva existir uma compensação para esse acúmulo de massa. Essa compensação se dá na forma de um movimento ascendente do ar na região central do ciclone, e uma posterior **DIVERGÊNCIA** em níveis superiores. A Figura 11 ilustra esquematicamente a relação entre a convergência (*afluxo* de ar) na superfície e a divergência (*efluxo* de ar) em níveis superiores, que é necessária para manter um centro de baixa pressão. Devemos observar que a velocidade vertical nessas regiões é bastante baixa (da ordem de poucos cm/seg), se comparada com as velocidades horizontais do vento. Porém, como o ar que converge próximo à superfície possui vapor d'água, essa ascensão é suficiente para provocar a formação de nuvens e de precipitação.

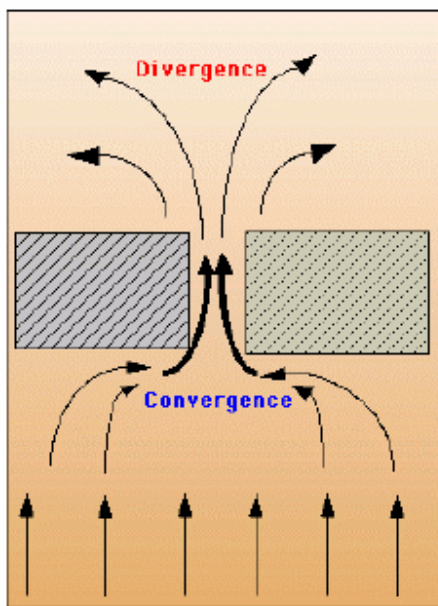
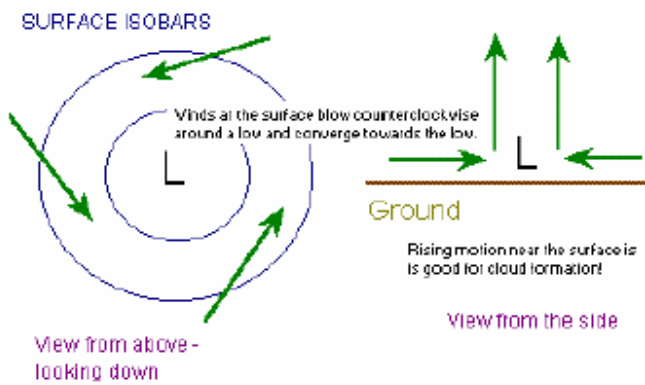


Figura 11: Convergência de superfície.

No caso dos anticiclones a situação é exatamente a oposta da exposta acima. A divergência a partir do centro do anticiclone é compensada com um movimento descendente do ar na coluna, que por sua vez é alimentado por uma convergência em níveis superiores. O movimento descendente do ar sobre o anticiclone inibe a formação de nuvens nessa região.

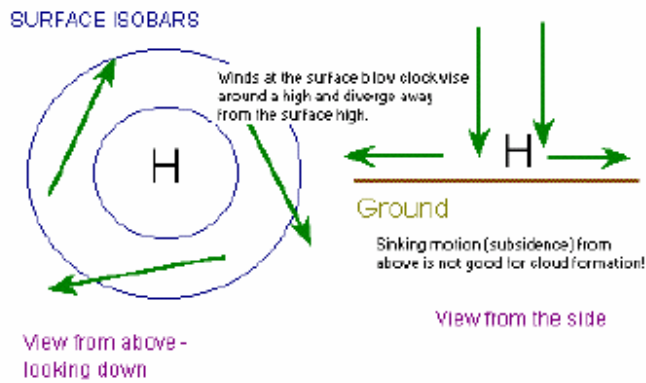


Figura 12: Divergência de superfície.

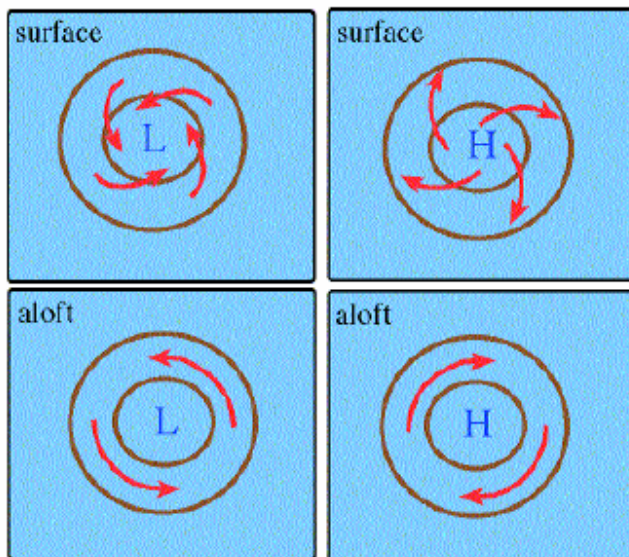


Figura 13: Divergência e convergência de superfície e altitude. Hemisfério Norte

INTENSIDADE DO VENTO GEOSTRÓFICO

No equilíbrio geostrófico há um equilíbrio entre a força de Coriolis (FC) e a FGHP.

Matematicamente:

$$FGHP = \frac{1}{\rho} \frac{\Delta P}{d}$$

onde: onde ΔP é a variação de pressão, ρ é a densidade do ar e d é a distância.

A força de Coriolis, $FC = 2\Omega V_g \text{sen}\theta$

onde Ω é a taxa de rotação da Terra, V_g é o vento geostrófico e θ é a latitude do local.

O parâmetro de Coriolis (f) é freqüentemente usado e definido como:

$$f = 2\Omega \sin\theta$$

Dessa forma, sendo $FGHP=FC$,

$$\frac{1}{\rho} \frac{\Delta P}{d} = 2\Omega V_g \sin\theta$$

Resolvendo para V_g temos:

$$V_g = \frac{1}{\rho} \frac{\Delta P}{d} \frac{1}{2\Omega \sin\theta}$$

Portanto, em uma dada latitude a intensidade do vento geostrófico será determinada pelo gradiente horizontal de pressão $\Delta P/d$.

Concluindo este item, podemos afirmar que as forças discutidas acima participam na circulação dos fenômenos meteorológicos em todas as escalas. Conforme o caso (ou escala) que está sendo estudado, algumas dessas forças têm mais importância que as outras. Assim, “em primeira aproximação”, as forças de menor importância podem ser desprezadas, facilitando bastante a análise do problema. Voltamos a ressaltar que existe uma grande interdependência entre as diversas escalas. Assim, os fenômenos de escala sinótica que afetam o tempo, no dia a dia, encontram-se “embebidos” em uma circulação de escala maior, chamada CIRCULAÇÃO GERAL (ou GLOBAL) DA ATMOSFERA. A seguir, vamos utilizar algumas das idéias apresentadas neste item para explicar os “padrões”, isto é, as características médias observadas, dos campos do vento e da pressão, em uma escala global e na média em um longo período de tempo.

BIBLIOGRAFIA recomendada sobre os assuntos discutidos:

- (i) “Meteorology”, J. M. Moran e M. D. Morgan.
- (ii) “Meteorology”, A. Miller e R. A. Anthes.
- (iii) “Meteorology”, J. R. Eagleman.
- (iv) “The Atmosphere”, F. K. Lutgens e E. J. Tarbuck.