

Resumo de Fundamentos de Oceanografia Física – Prova 2

Ementa:

- Equações do Movimento
- Movimento Estacionários
- Circulação dos Oceanos
- Ondas
- Marés

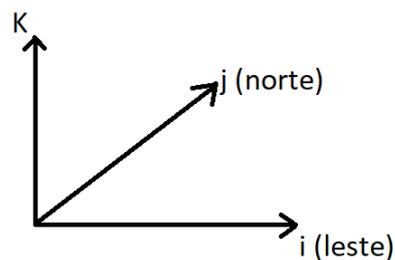
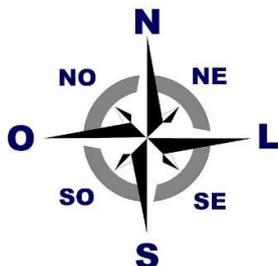
Equações do Movimento

1.0 – Escalas espaciais: Os principais movimentos nos oceanos possuem escalas que variam de quilômetros a dezenas de milhares de quilômetros. Estas escalas são definidas como:

- Planetária: $10^7 m$ ou mais;
- Larga-Escala: $10^6 a 10^7 m$
- Meso-Escala: $10^5 a 10^6 m$
- Pequena-Escala: 10^5 ou menores

2.0 – Sistema de Coordenadas: O sistema natural de coordenadas para estudar o movimento dos oceanos é o *sistema de coordenadas esféricas*, dado o formato praticamente esférico da Terra. Entretanto, dependendo da relação entre o Raio da Terra e a escala do movimento, o sistema de coordenadas utilizado pode ser o Cartesiano. Assim, para movimentos entre a pequena escala ($10^5 m$) e a larga escala ($10^7 m$), o sistema cartesiano apresenta deformações muito pequenas que podem ser desconsideradas.

Para movimentos em escala planetária ($> 10^7 m$), entretanto, é necessário o sistema de coordenadas esféricas. Neste sistema de coordenadas temos o eixo Ox orientado na direção zonal (versor \hat{i}) crescendo para leste, o sistema Oy orientado na direção meridional (versor \hat{j}), crescendo para o norte, e o eixo Oz orientado verticalmente (versor \hat{k}), crescente para cima.



3.0 – Sistema não inercial: Os movimentos nos oceanos podem ser compreensíveis do ponto de vista da mecânica clássica. Assim, o ponto de partida para esta compreensão é dado pela aplicação da 2ª Lei de Newton, o que exige a adoção de um referencial inercial. Entretanto, sistemas de coordenadas adotados tem sua origem ancorada em algum ponto da superfície da Terra que, por possuir um movimento de rotação, não é inercial.

A solução deste problema é dada com a introdução da *força de Coriolis*.

4.0 – Forças: Inicialmente, vamos classificar as forças que atuam nos oceanos em **geradoras** e **alteradoras** de movimento. As forças geradoras são aquelas capazes de colocar uma parcela d'água inicialmente em repouso, em movimento, e as forças alteradoras são aquelas que atuam apenas com o fluido em movimento.

As forças geradoras são:

- Força de Gradiente de Pressão (\vec{P}): Proveniente de variações espaciais do campo de pressão dos oceanos, pode ter origem na inclinação da superfície do oceano (força de gradiente de pressão barotrópica) ou na inclinação da superfície isopícnais, isto é, superfícies com diferentes densidades (força de gradiente de pressão baroclínica).

- Força Peso (\vec{G}): Resultante da força de atração gravitacional da Terra e a força centrípeta devido a rotação.

- Força Gravitacional (\vec{M}): Proveniente da força de atração gravitacional do Sol e da Lua (maré).

- Força de Atrito (\vec{Fat}): Proveniente da variação de velocidade no interior do oceano e da ação do vento na superfície.

As forças alteradoras são:

- Força de Coriolis (\vec{C}): A força de Coriolis é sempre perpendicular ao movimento. Assim, está fora altera apenas a direção, mas não a intensidade do movimento. No hemisfério sul, a força de Coriolis está à esquerda do movimento, e no hemisfério norte, à direita.

Esta força depende da latitude e da velocidade do corpo e sua intensidade.

$$\rightarrow |\vec{C}| = f * |\vec{V}|$$

$$\rightarrow f = 2\Omega * \sin(\theta)$$

$$\rightarrow \Omega = \frac{2\pi}{T}$$

- Força de Atrito (\vec{Fat}): Nos contornos sólidos dos oceanos a força de atrito atua apenas no sentido de desacelerar os movimentos e, assim, só é observada quando o fluido não está em repouso.

5.0 – Equação do Movimento: Aplicando a 2ª lei de Newton para o oceano com todas as forças mencionadas, teremos:

$$\frac{\partial \vec{V}}{\partial t} = \vec{C} + \vec{P} + \vec{G} + \vec{M} + \vec{Fat}$$

Note que esta equação é dada em termos da aceleração (ou força por unidade de massa).

6.0 – Especificação: Há duas maneiras de descrever a movimentação de um fluido. Em uma delas, a descrição é feita acompanhando-se o deslocamento do fluido. Este método é chamado de *Lagrangiano*. Outro método, chamado de *Eureliano*, descreve as propriedades de um fluido em um ponto específico, sem qualquer preocupação com o deslocamento de suas partículas. Dado o número muito grande de partículas que compõem os oceanos, o mais comum é utilizar-se a descrição Eureliana, o que simplifica bastante a compreensão dos movimentos nos oceanos. Neste método é utilizado o conceito de campo de uma propriedade.

7.0 – Derivada Total (Material): Embora a descrição dos oceanos utilizando-se o método Eureliano seja mais simples, a 2ª lei de Newton deve ser aplicada às partículas. Para resolver este problema, escrevemos a posição de uma partícula como $\vec{r} = \vec{r}(t)$ e, assim, podemos escrever que uma propriedade qualquer P é dada por $P = P(x(t), y(t), z(t), t) = P(\vec{r}, t)$. Assim, a derivada temporal de P é dada por:

$$\frac{\partial P}{\partial t} = \frac{\partial P}{\partial t} + \frac{\partial P}{\partial x} \frac{dx}{dt} + \frac{\partial P}{\partial y} \frac{dy}{dt} + \frac{\partial P}{\partial z} \frac{dz}{dt}$$

Simplificando, teremos:

$$\frac{\partial P}{\partial t} = \frac{\partial P}{\partial t} + u \frac{\partial P}{\partial x} + v \frac{\partial P}{\partial y} + w \frac{\partial P}{\partial z}$$

Onde u, v e w são as componentes da velocidade nas direções x, y e z, respectivamente.

A derivada total $\left(\frac{\partial P}{\partial t}\right)$ também pode ser escrita como $\frac{DP}{Dt}$. Temos que o 1º termo do lado direito é a derivada local $\left(\frac{\partial P}{\partial t}\right)$, e representa a variação de P em um ponto específico. Os outros termos do lado direito representam a advecção, ou transporte, da propriedade P no campo de correntes $\vec{V} = \vec{u}\vec{i} + \vec{v}\vec{j} + \vec{w}\vec{k}$.

Movimentos Estacionários

Os movimentos estacionários são aqueles em que, localmente, o vetor velocidade permanece constante. Assim, é possível observar acelerações de parcelas d'água a medida em que as mesmas atravessam um campo de velocidade.

1.0 – Movimento Inercial: Este movimento considera que a única aceleração agindo no sistema é a aceleração de Coriolis. Assim, podemos considerar que a somatória das forças agindo nas parcelas d'água é nula, uma vez que a força de Coriolis pode ser assumida como fictícia. O balanço de forças para este movimento inercial é dado por:

$$\frac{d\vec{V}}{dt} = \vec{C}$$

Com isto, ocorre um movimento circular, que gira para o sentido horário no hemisfério norte e para o sentido anti-horário no hemisfério sul.

Lembrando que a aceleração de Coriolis tem direção perpendicular à velocidade, os movimentos inerciais nos oceanos são circulares e uniformes (MCU), e podemos ainda estimar o raio R deste movimento da seguinte maneira:

$$R = \frac{|\vec{V}|}{f}$$

Onde f é o parâmetro de Coriolis, dado por: $f = 2\Omega\sin(\theta)$.

2.0 – Balanço Geostrófico: O movimento Geostrófico é fundamental para se compreender a circulação nos oceanos. Este movimento é resultado do balanço entre a força de Coriolis e a força de gradiente de pressão. No plano horizontal, ficamos com:

$$\vec{C} + \vec{P} = 0$$

Temos, portanto, um movimento retilíneo e uniforme, pois a somatória das forças é nula.



Na direção vertical, o equilíbrio é hidrostático. A força de gradiente de pressão pode ser barotrópica (inclinação da superfície livre do mar) ou baroclínica (inclinação das isopícnais) e, portanto, o movimento Geostrófico pode ser barotrópico ou baroclínico. No caso barotrópico, as velocidades não são alteradas com a profundidade. Já no caso baroclínico, há um cisalhamento vertical da velocidade. Ainda, a velocidade geostrófica deixa as altas pressões à sua esquerda no hemisfério sul, e à sua direita no hemisfério

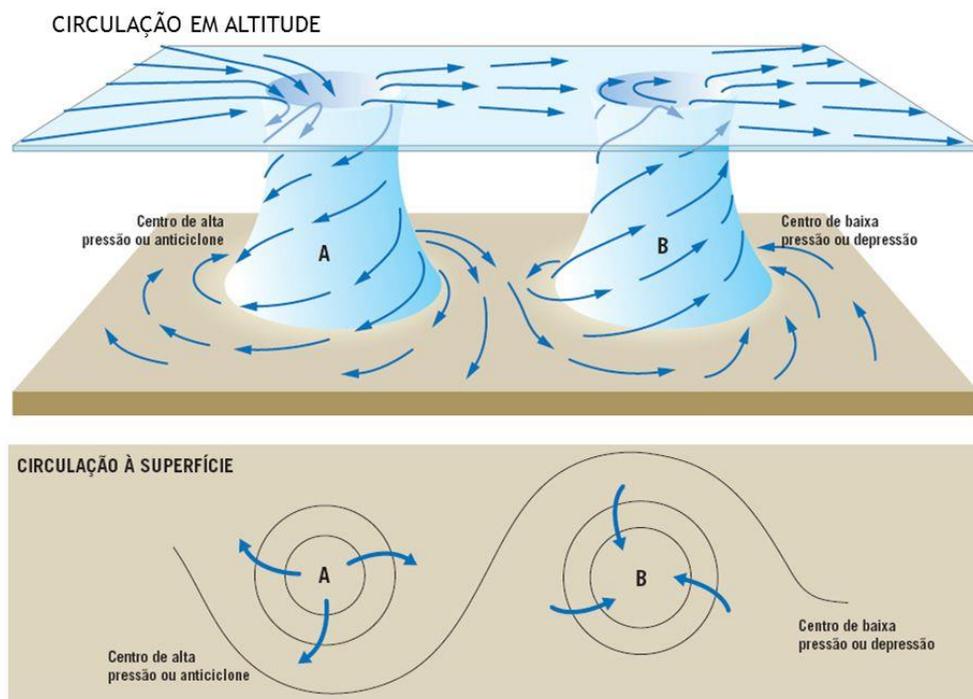
norte, com movimentos paralelos às linhas isobáricas (de mesma pressão) no plano horizontal.

É importante ressaltar que o equilíbrio Geostrófico ocorre em escala planetária, larga e meso, mas não em pequena escala, devido ao tempo e dimensões necessárias para se atingir o equilíbrio.

3.0 – Movimento de Gradiente: No equilíbrio Geostrófico, o balanço estabelecido não permite que a velocidade de uma parcela d'água mude de direção. No movimento de gradiente, as forças de Coriolis e de gradiente de pressão não estão em equilíbrio, permitindo que a mesma parcela d'água tenha sua trajetória alterada. Este balanço é dado, portanto, por:

$$\vec{C} + \vec{P} = \vec{F}_c$$

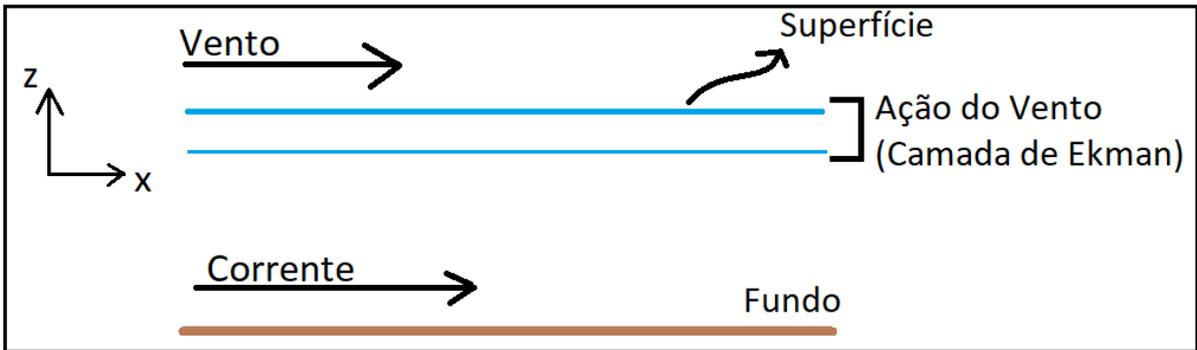
Assim, o movimento Geostrófico é apenas uma generalização do movimento de gradiente para $\vec{F}_c = 0$. Para trajetórias fechadas, centros de alta pressão geram movimento no sentido horário no hemisfério norte, e no sentido anti-horário no hemisfério sul. Centros de baixa geram movimentos no sentido oposto. A figura abaixo ilustra o que foi descrito, para centros de baixas e altas pressões no hemisfério norte.



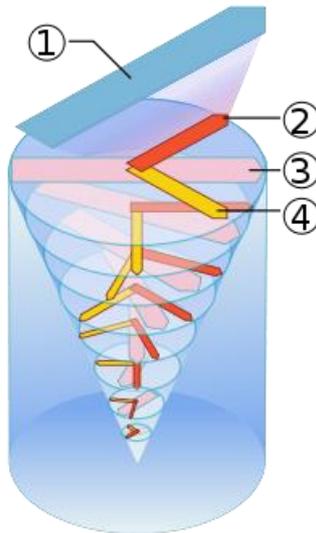
4.0 – Balanço de Ekman: No balanço de Ekman, o equilíbrio de forças se dá entre a força de Coriolis e a força de atrito, e pode ser escrito como:

$$\vec{C} + \vec{F}_{at} = 0$$

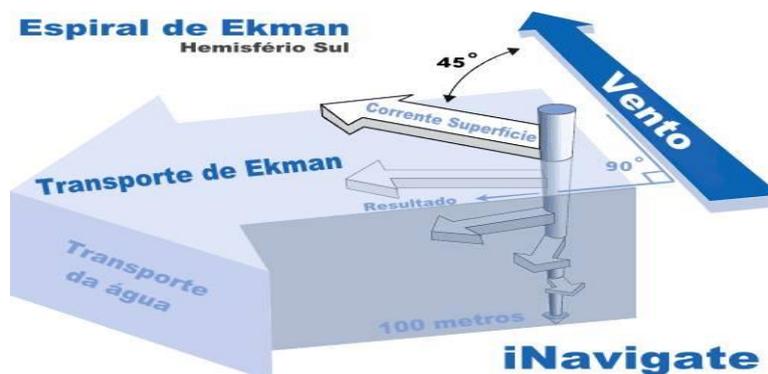
Este equilíbrio pode ser observado entre a atmosfera e a superfície do oceano e, também, no fundo dos oceanos, onde o contorno sólido desacelera o movimento.



No balanço de Ekman, a intensidade da corrente diminui exponencialmente com a profundidade, ficando a ação do vento restrita a uma camada bastante delgada da superfície (normalmente, da ordem de 10 m em regiões rasas e 10^2 m, em regiões profundas). Esta camada de atuação do vento é denominada “*Camada de Ekman*”. Devido a ação da força de Coriolis na superfície ($z = 0$), a corrente gerada pelo vento forma um ângulo de 45° com o vento, rotacionando no sentido anti-horário no hemisfério sul, e no sentido horário no hemisfério norte. Este ângulo aumenta com a profundidade, criando uma estrutura vertical de corrente denominada de “*espiral de Ekman*”.

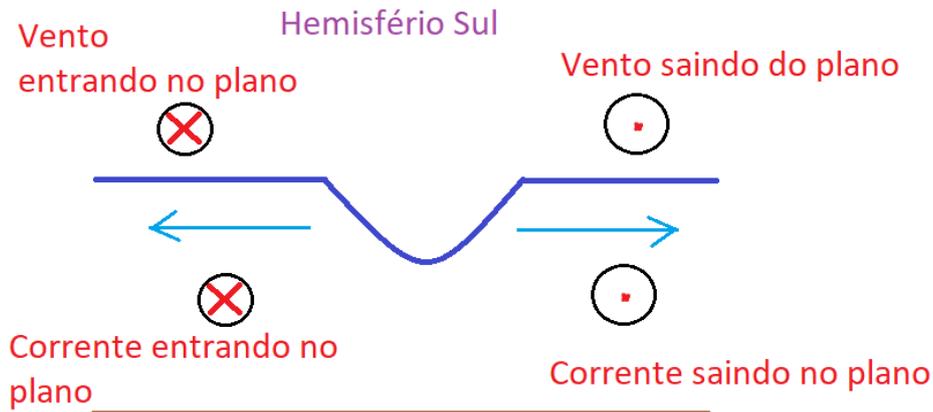


Uma das maiores contribuições do balanço de Ekman é obtido quando a velocidade é integrada em toda coluna d’água. Temos neste caso, um transporte médio perpendicular à direção de atuação do vento, ficando o mesmo à esquerda do vento no hemisfério sul, e a direita do vento no hemisfério norte. Este transporte é chamado de “*transporte de Ekman*” ou transporte de deriva do vento.

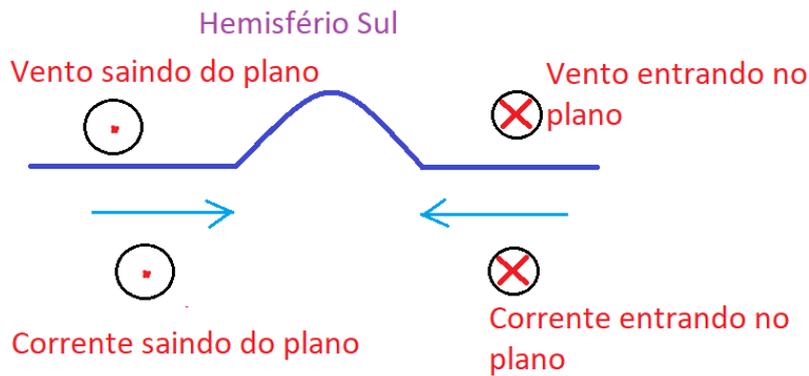


Casos especiais:

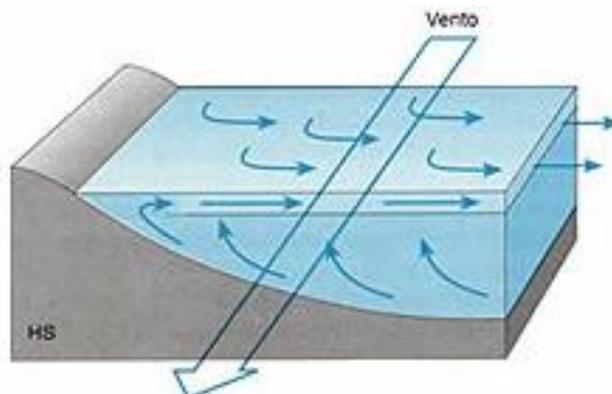
a) Quando ocorre dois ventos paralelos porém em direções contrárias, no hemisfério sul a força de Coriolis está à esquerda do movimento, portanto, haverá o transporte de Ekman à esquerda da direção do vento, logo, o transporte retirará água do local, permanecendo uma depressão neste local. – Baixa Pressão.



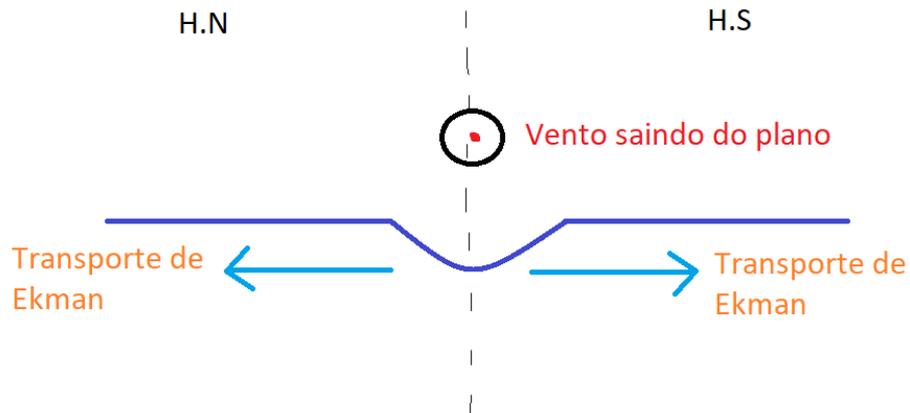
b) Quando ocorre o inverso, isto é, dois ventos paralelos de direções opostas, no hemisfério sul, ocorre o transporte de Ekman à esquerda do vento, convergindo água à um local, tendo assim um acúmulo de água no local. – Alta Pressão.



c) Na costa pode ocorrer do vento está saindo do plano, com isso, gera um transporte de Ekman à esquerda do vento, retirando água que está na costa, fazendo com que o nível do mar abaixe, com isso, ocorre uma ressurgência das águas de fundos para a superfície. Essa camada da qual ocorre a ressurgência é chamada de **Camada de Ekman de Fundo**.



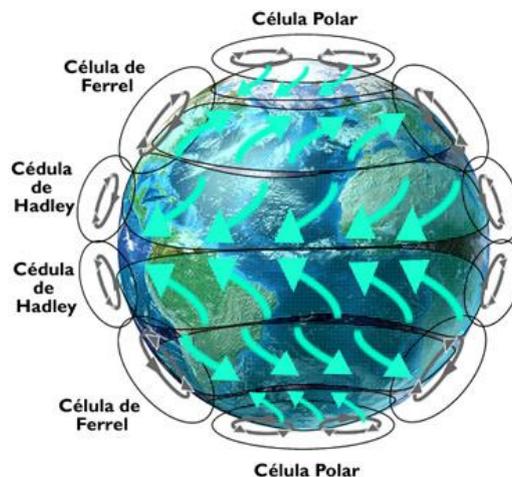
d) No equador, pode ocorrer de ter um vento saindo do plano, gerando transporte de Ekman tanto para a direita (hemisfério norte), quanto para a esquerda (hemisfério sul), com isto, acaba ocorrendo uma região de depressão.



Circulação dos Oceanos

1.0 – Circulação Superficial nos Oceanos: Como visto anteriormente, o balanço de Calor varia com a latitude, havendo um excesso para as latitudes de até 40° , e um saldo negativo para latitudes maiores. Assim, tanto a atmosfera quanto o oceano movimentam-se para redistribuir o calor.

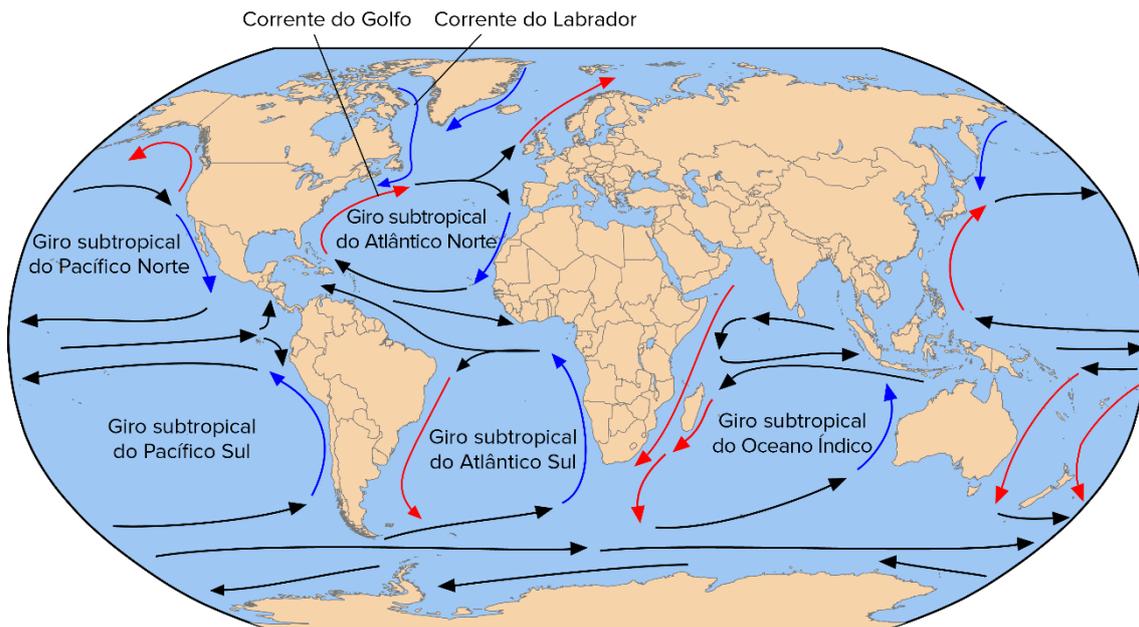
2.0 – Circulação na Atmosfera: A atmosfera aquecida a partir da superfície, gera movimentos convectivos. Estes movimentos estão associados à rotação da Terra, formam três células de convecção sejam criadas. A primeira delas é a *célula de Hadley*, localizada entre o equador e 30° de latitude. A *célula de Ferrel*, a segunda, encontra-se em 30° e 60° de latitude. Finalmente, a terceira célula está localizada entre 60° de latitude e os polos (*célula polar*). Assim, na superfície do planeta, há uma zona de convergência no equador (zona de convergência intertropical), e outra nas proximidades de 60° de Latitude.



Devido a rotação da Terra, a movimentação da atmosfera próximo a superfície gera uma circulação com componente zonal não nula. Assim, entre o equador e cerca de 30° , temos

a ação dos ventos alísios e, entre 30° e 60° de latitude, dos ventos de oeste (ou contra-alísios). A ação destes ventos é fundamental para se compreender a circulação oceânica na superfície.

3.0 – Giro Subtropical: Os ventos alísios e contra-alísios geram um transporte de Ekman convergente na superfície, próximo a 30° de Latitude. Assim, é criada uma região de alta pressão oceânica devido a elevação do nível médio do mar, de algumas dezenas de centímetros. Esta região de alta pressão produz correntes geostrofica para oeste entre o equador e 30° de latitude. Com a presença dos continentes e próximo aos mesmos, as correntes são forçadas a tomar uma direção mais meridional, fechando o giro de circulação. Este giro, centrado em torno de 30° de latitude, é conhecido como giro subtropical e é observado em todos os oceanos.



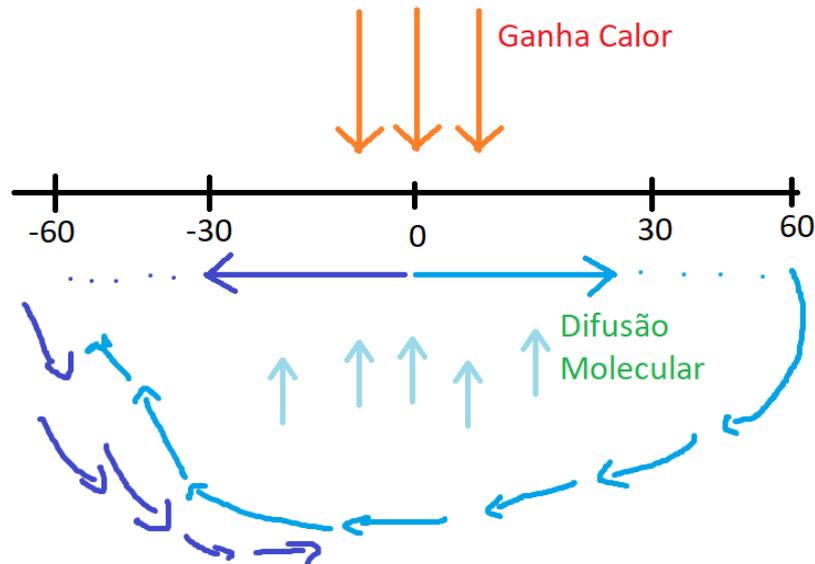
No atlântico sul, este giro é formado pelas correntes do Brasil, do atlântico sul de Benguela e pela corrente sul equatorial.

4.0 – Circulação Profunda nos Oceanos: O papel dos oceanos no controle do clima é fundamental tanto pela redistribuição de calor quanto por uma capacidade de armazená-lo. Esta grande capacidade de armazenamento ocorre devido ao alto calor específico e densidade da água-do-mar. Para comparação, um mesmo volume de ar a pressão atmosférica armazena 3000 vezes menos calor que a água do mar. Consequentemente, o oceano pode receber grandes quantidades de calor sem alterar significativamente a sua temperatura.

Relembrando:

- (I) O oceano é aquecido em baixas latitudes, e este excesso de calor é transportado por correntes oceânicas para altas latitudes.
- (II) Em altas latitudes, há formação de águas de fundo e profundas.

Estes dois processos estão conectados e se completam com a circulação profunda, também chamada de **circulação abissal** e **termohalina**.



* No atlântico sul ocorre uma exceção, embora o transporte de calor ocorra das baixas para as altas latitudes, no atlântico sul este transporte líquido de calor ocorre das médias latitudes em direção ao Equador, isto é, sempre há calor sendo removido. Isso pode explicar o motivo pelo qual não ocorre furacão no atlântico sul, uma vez que os furacões se formam em regiões de águas quentes, e como o calor sempre é removido do atlântico sul, as águas são de baixas temperaturas, não deixando assim que furacões se formem.

5.0 – Conveyor Belt: O conceito do Conveyor Belt (“Cadeia Transportadora”) foi proposto por Wallece Broker, e basicamente coloca a circulação oceânica da seguinte maneira:

(I) Excesso de calor transportado pelas correntes superficiais de baixas para altas latitudes;

(II) Durante este trajeto o oceano perde calor e, em locais específicos, processos atmosféricos mais intensos resfriam as águas da superfície, formando massas d’água que afundam;

(III) Estas massas de águas profundas entram na circulação abissal, espalhando-se por todos os oceanos.

(IV) Em um processo bastante lento ($t \approx 10^3 \text{anos}$), estas águas profundas retornam à superfície por difusão vertical.

→ Propriedades da Circulação Profunda

(i) As velocidades são da ordem de $10^{-2} \frac{m}{s}$.

(ii) O tempo de residência é da ordem de séculos.

(iii) Esta circulação remove CO_2 da atmosfera e transporta O_2 para regiões abissais.

As melhores evidências desta circulação profunda são obtidas observando-se o transporte de substâncias, como o O_2 e material radioativo de experimentos nucleares.

Ondas

1.0 – Escalas: Embora a nossa percepção sobre ondas nos oceanos nos remeta, invariavelmente, para as ondas que observamos na praia, o oceano apresenta uma variedade de ondas mais complexas com escalas temporais que variam de *frações de segundos a meses*, e escalas espaciais que variam de *centímetros a milhares de quilômetros*. As ondas de menor período podem ser abordadas sem se considerar a rotação da Terra. Entretanto, quando os períodos das ondas passam a ser comparável com o período inercial, a rotação da Terra torna-se relevante e não podendo mais ser desprezada.

2.0 – Ondas Capilares e Capilar-Gravidade: As ondas *Capilares* são as que possuem menores comprimentos ($\lambda \leq 10^{-2}m$) e períodos menores ($T \leq 0,2 \text{ sec}$). São ondas geradas pelo vento e mecanismos restauradores, devido as suas dimensões, é a *tensão superficial*.



As ondas *Capilar-Gravidade*, como sugere o nome, possuem escalas espaciais da ordem de centímetro e, assim, tanto a tensão superficial quanto a gravidade tornam-se importantes processos restauradores. Estas ondas possuem períodos da ordem de segundo e são usadas para se estimar o vento na superfície dos oceanos através de satélites.



3.0 – Ondas de Gravidade: As ondas de gravidade possuem períodos que variam de segundo até poucas dezenas de horas. O comprimento destas ondas está entre dezenas de centímetros a centenas de quilômetros. Embora estas ondas tenham como força restauradora a gravidade, a sua geração pode ser pelo vento (*wind waves*), pelos abalos sísmicos (*Tsunamis*) ou por forças gravitacionais astronômicas (*ondas de maré*).

Para as ondas geradas pelo vento, a amplitude e o comprimento de onda dependem da intensidade do vento, da pista do vento, do tempo de atuação do vento e da profundidade do local. As ondas geradas pelo vento são denominadas vagas (*sea waves*) na área de geração e marulho (*swell*), fora da área de geração.

De maneira geral, as ondas de gravidade podem ser classificadas como ondas de **águas rasas** (ou ondas longas) ou de **águas profundas** (ou ondas curtas).

Essa classificação depende da relação entre o comprimento da onda (λ) e a profundidade local (H). Para ondas de águas rasas temos que $\lambda \gg H$. Na prática, quando esta relação é da ordem de 10^{-1} consideramos a onda como onda de água rasa. As ondas de gravidade podem ser consideradas de água profunda quando a relação entre a profundidade local e o seu comprimento é da ordem de $\frac{1}{2}$ ou menor. Esta caracterização da onda é importante quando olhamos para a velocidade de fase de uma onda (c), dada por:

$$c = \sqrt{\frac{g\lambda}{2\pi} \tanh\left(\frac{2\pi H}{\lambda}\right)}$$

Assim, para **ondas de águas profundas** podemos aproximar c por:

$$c \approx \sqrt{\frac{g\lambda}{2\pi}}$$

E, no caso de **ondas de águas rasas**:

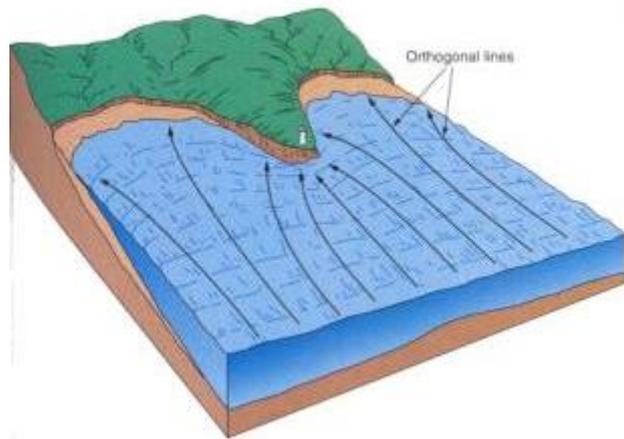
$$c \approx \sqrt{gH}$$

4.0 – Energia: Para uma onda de gravidade, podemos estimar a sua energia por unidade de área (E – densidade de Energia), por:

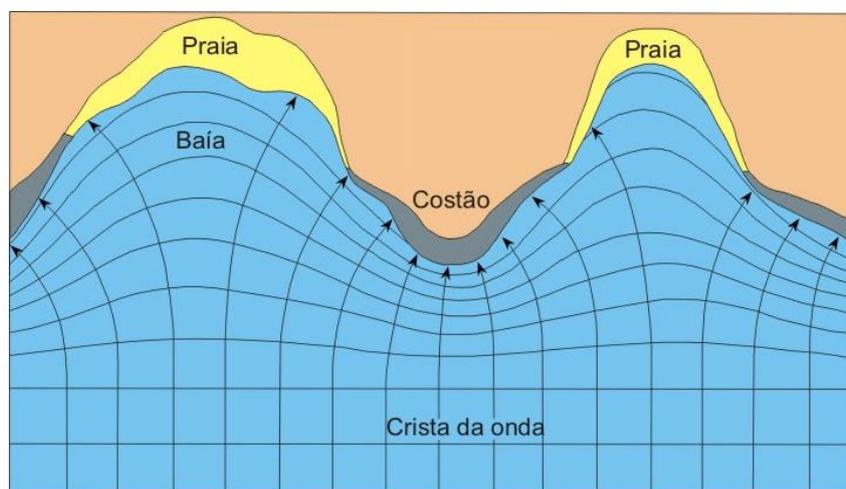
$$E = \frac{1}{8} \rho g h^2$$

Esta estimativa considera tanto a energia potencial quanto a energia cinética de uma onda, que são idênticas neste caso.

5.0 – Refração: Uma onda de gravidade que se aproxima da costa, a medida em que a profundidade diminui, passa a se comportar-se como uma onda de água rasa. Assim, a sua velocidade de propagação diminui com a sua aproximação, o que faz com que esta onda mude a sua direção de propagação, fenômeno conhecido como refração. Desta maneira, as ondas tendem a chegar na praia praticamente paralelas à linha de costa. Este mesmo fenômeno também explica por que em baías e enseadas as ondas são de pequena amplitude, assim como em pontas e cabos, são de grande amplitude.



Ondas em Pontas e Cabos convergindo aumentando sua amplitude e intensidade.



Comportamento das ondas em Cabos (pontas) e ensaiadas (baias).

6.0 – **Dispersão:** Para ondas de águas profundas (por exemplo, ondas geradas pelo vento no meio do oceano), a velocidade de propagação depende do seu comprimento de onda. Assim, após o processo de geração destas ondas, ao se afastarem da área de atuação do vento, há um processo de dispersão, onde os diversos comprimentos vão se destacando um do outro devido as diferentes velocidades. Basicamente, ondas mais longas propagam-se com maiores velocidades que ondas mais curtas.

7.0 – **Tsunamis:** Tsunamis tem comprimento de onda da ordem de centenas de quilômetros. Desta maneira, independentemente da região onde propaga, são considerados ondas de águas rasas. Para um Tsunami gerado no meio do oceano, onde as profundidades médias são da ordem de $4 \times 10^3 m$, a velocidade da onda está por volta de 200 m/s, equivalente a 720 km/h, que é próximo da velocidade de cruzeiro de um avião comercial. Além disso, quando são gerados no meio dos oceanos, suas amplitudes são da ordem de 1m. Desta maneira, estas ondas de gravidade propagam-se muito rapidamente e são de difícil detecção no meio do oceano, devido a sua pequena inclinação. Para completar o quadro complexo, ao se aproximarem da costa, os Tsunamis aumentam significativamente a sua amplitude, devido a desaceleração sofrida, pois diminui a

distância entre duas cristas e, portanto, há uma maior concentração da energia em uma área menor.

8.0 – Ondas subinerciais: Ondas subinerciais são aquelas em que o período é maior do que o período inercial. Dentre estas ondas destacamos as Ondas de Kelvin e as Ondas de Rossby.

8.1 – Ondas de Kelvin: São ondas de gravidade que necessitam de uma barreira física (continentes) para se propagar. Estas ondas são unidirecionais, e propagam-se deixando a costa à esquerda no hemisfério sul e à direita no hemisfério norte. Na direção perpendicular, estas ondas estão em equilíbrio Geostrófico.

8.2 – Ondas de Rossby: Estas ondas têm como mecanismo restaurador a conservação de vorticidade, equivalente ao momento angular para os sólidos, e, portanto, são consideradas ondas de vorticidade. As ondas longas de Rossby propagam-se na direção zonal e sempre para oeste.

Marés

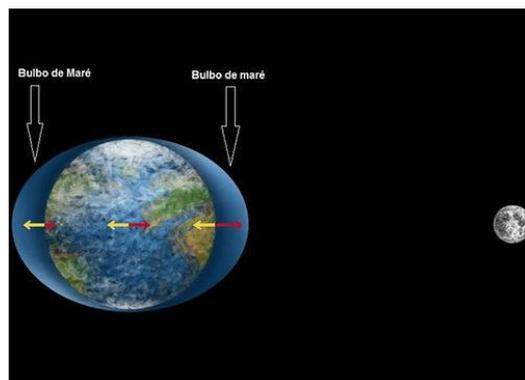
1.0 Origem: Marés são oscilações da superfície do oceano originadas pela atração gravitacional do Sol e da Lua e, também, pela rotação da Terra com períodos próximos a 12 horas e 24 horas. Temos que a força de atração gravitacional (F_G) é dada por:

$$F_G = \frac{G * M_{Terra} * M_{Lua,Sol}}{R_{Lua,Sol}^2}$$

Onde G é a constante gravitacional universal. Na média, a força centrípeta deste sistema é desempenhada pela força de atração gravitacional, mas, para pontos fora do centro de rotação, isto não é verdade, o que gera uma força residual (força de maré) que é inversamente proporcional ao cubo da distância entre os astros.

$$F_m \propto \frac{M_{Lua,Sol}}{R_{Lua,Sol}^3}$$

Desta maneira, embora possua uma massa muito menor que a do Sol, a Lua desempenha um papel mais importante nos fenômenos associados a maré. Devido ao movimento relativo entre a Terra e a Lua, a força de maré gera 2 bulbos em lados opostos da Terra alinhados com o eixo que conecta o centro destes astros.

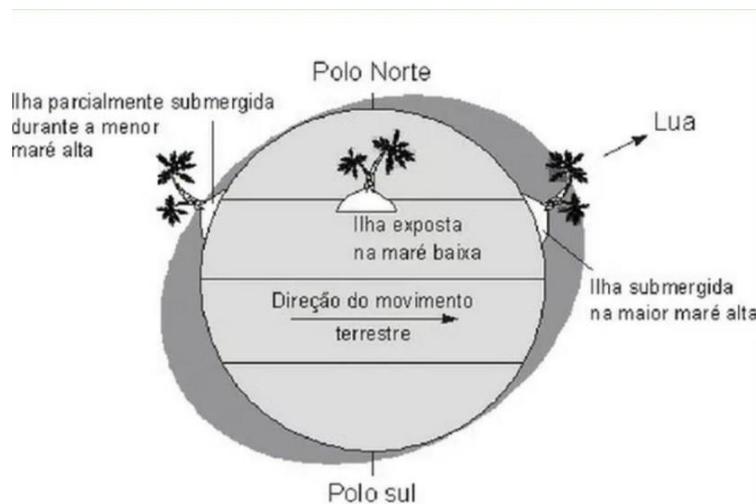


→ Definições

- (I) Preamar ou maré alta: Elevação máxima da maré.
- (II) Baixamar ou maré baixa: Elevação mínima da maré.
- (III) Maré Semidiurna: maré com período de cerca de 12 horas.
- (IV) Maré Diurna: maré com período de cerca de 24 horas.

2.0 Modelos de Maré: Supondo a Terra totalmente coberta por um oceano de profundidade constante e sem atrito com o fundo, estes 2 bulbos fariam um observador experimentar duas preamares e duas baixamars em um período de 24 horas.

Este modelo é chamado de *Teoria de Equilíbrio de Maré*. Como o plano de órbita da Lua não é paralelo ao equador, são observadas preamares e baixamars de diferentes amplitudes (desigualdade diária).



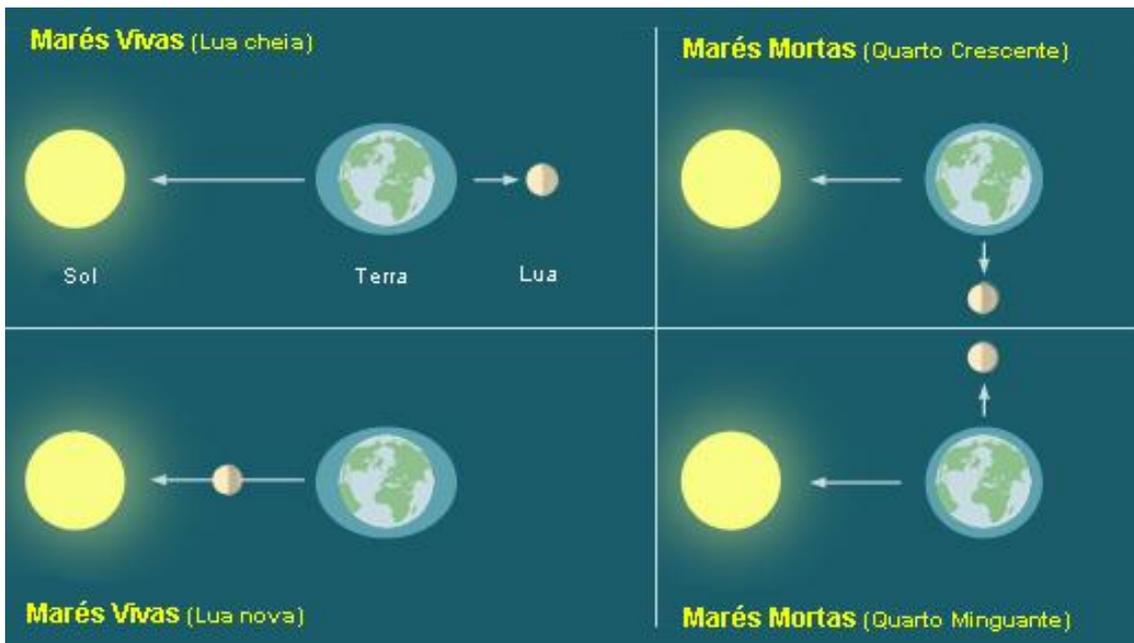
No oceano entretanto, há:

- (i) Atrito com o fundo;
- (ii) Correntes;
- (iii) Continentes;
- (iv) Topografia Complexa;

Todos estes elementos agindo nos oceanos geram um quadro mais complexo. Este modelo é chamado de modelo dinâmico de maré.

De fato, as elevações na superfície que observamos na costa são o resultado da propagação de ondas de maré originadas da atração gravitacional. Estas amplitudes dependem da largura da plataforma continental, do atrito com o fundo e da latitude, capazes de amplificar este sinal.

3.0 Marés de Sizígia e Quadratura: As marés provocadas pelo Sol e pela Lua tem períodos muito próximos, mas, ainda assim, distintos. Portanto, há momentos do ciclo de Maré em que os efeitos de ambos são construtivos (maré de sizígia, ou marés vivas), e momentos em que são destrutivos (maré de quadratura, ou marés mortas).



4.0 Previsão de Maré: As previsões de maré são feitas empiricamente, e iniciam-se com a coleta de dados em um determinado ponto. Devido ao caráter periódico das marés, processos estatísticos são utilizados para esta determinação, como análise harmônica e de Fourier.