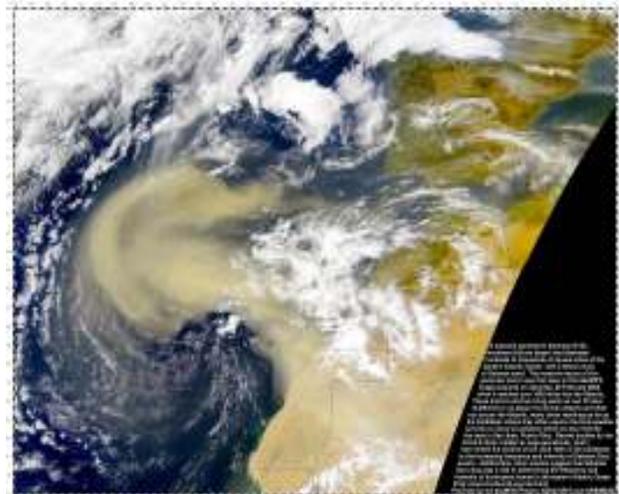
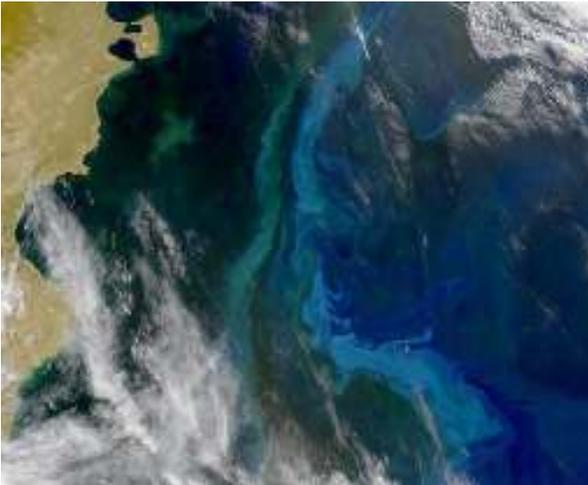




**uff**  
**DEPARTAMENTO DE BIOLOGIA MARINHA**  
**BACHARELADO EM BIOLOGIA MARINHA**  
**DISCIPLINA: OCEANOGRAFIA**



**CIRCULAÇÃO NOS OCEANOS**  
**CORRENTES OCEÂNICAS E MASSAS D'ÁGUA**

*Carla Lima Torres Mendes*  
*e Abílio Soares-Gomes*

-2007-

## 1. ATMOSFERA EM MOVIMENTO

Os oceanos e a atmosfera são ambos flúidos e estão em mútuo contato físico. Assim, além de terem comportamentos semelhantes, ocorre grande interação entre eles. Na interface atmosfera-oceano, a circulação atmosférica provoca na superfície do mar modificações no que se refere à temperatura, salinidade e densidade (ex.: evaporação, precipitação e outros processos) (Fig.1)

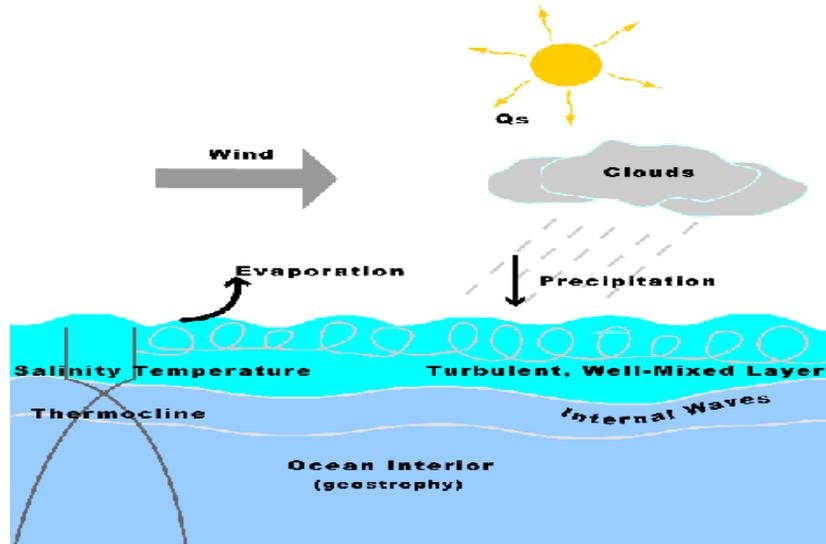


Figura 1: Desenho esquemático indicando os principais processos que atuam sobre a superfície e na coluna d' água.

### 1.1. MODELOS DE CIRCULAÇÃO ATMOSFÉRICA

1º) Terra recoberta inteiramente de água, desprovida dos movimentos de rotação e translação e na posição de um dos equinócios (raios solares incidindo perpendicularmente ao equador). O aquecimento irregular provocado pelo Sol gera uma diferença de pressão entre o equador (baixa) e os pólos (alta). Assim, o ar quente e leve proveniente do equador sobe e segue rumo ao pólos onde sofre esfriamento e desce, enquanto que a camada de ar fria e pesada que vem dos pólos em direção ao equador, sofre aquecimento e sobe, recomeçando o ciclo. Desta forma, forma-se uma única célula entre o equador e os pólos.

2º) Terra em rotação: Força centrífuga e Força de Coriolis. Os movimentos descritos no primeiro modelo não ocorrem em linha reta no sentido norte e sul ou vice-versa ao longo de um gradiente de pressão, mas são defletidos pela força de Coriolis, fenômeno que surge com o movimento de

rotação da Terra. Assim, o ar é forçado a se desviar para a **esquerda no hemisfério sul** e para a **direita no hemisfério norte** (Figura 2a).

O valor da deflexão depende da velocidade do ar (quanto mais rápido, menor a deflexão) e da latitude (zero no equador e máxima nos pólos), como também do atrito entre o ar que se move e a superfície da Terra (quanto maior o atrito, menor a deflexão) (Figura 2b)

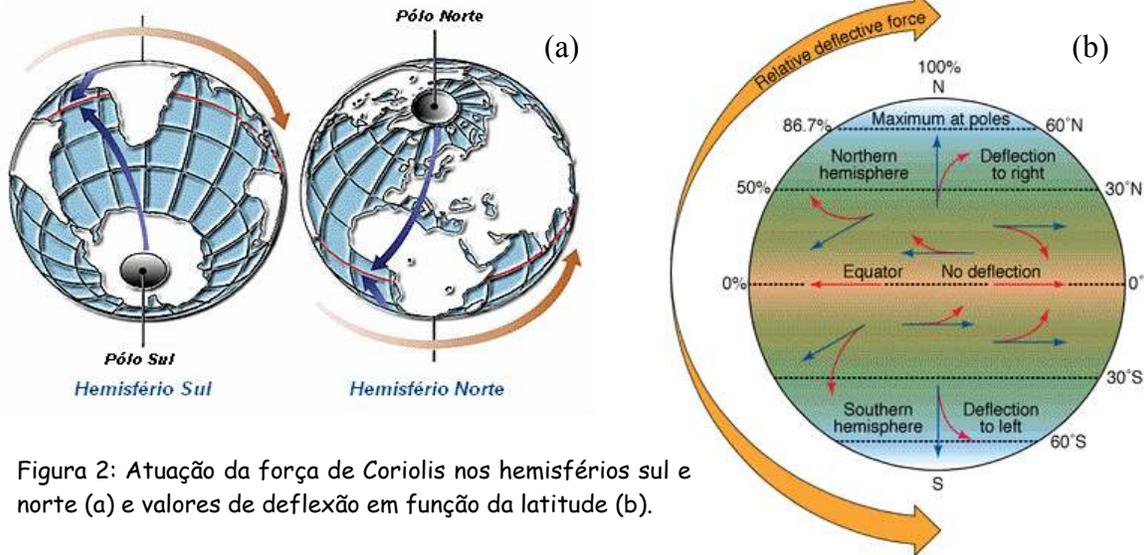


Figura 2: Atuação da força de Coriolis nos hemisférios sul e norte (a) e valores de deflexão em função da latitude (b).

Assim, as camadas de ar formadas adquirem comportamentos distintos. Em ambos hemisférios, a massa de ar que vem do Equador descende aos 30° de latitude (Tópicos de Capricórnio e Câncer) em função de seu esfriamento. Já a camada de ar que vem dos pólos ascende aos 60° de latitude, motivado pelo seu aquecimento. Formam-se assim, três células em cada hemisfério: a **célula de Hadley** (subtropical), a **célula de Ferrell** (média latitude) e a **célula polar**. Tal modelo explica a formação de feições relativamente permanentes na atmosfera: os *centros de alta pressão* sobre os pólos e latitudes tropicais e os *centros de baixa pressão* em regiões equatoriais e subpolares (Figura 3).

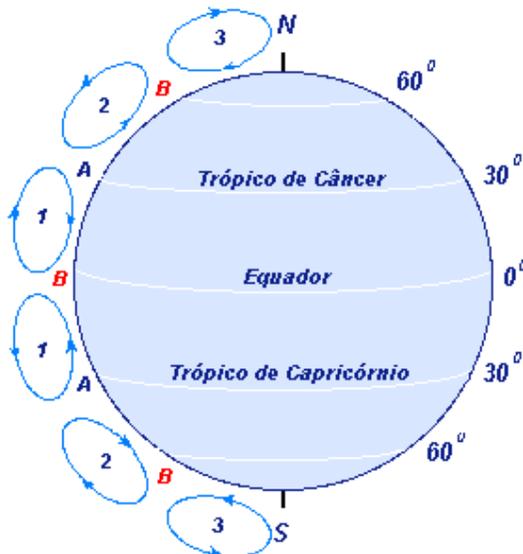


Figura 3: Modelo de circulação atmosférica representando as células de Hadley (1), as células de Ferrel (2) e as células polares (3) em suas respectivas posições latitudinais e os centros de alta pressão (A) e baixa pressão (B).

Como consequência, são gerados 3 sistemas gerais de ventos na atmosfera: **ventos alísios**, que ocorrem entre 0° e 30° de latitude, soprando do leste para o oeste; **ventos do oeste**, entre 30° e 60° de latitude e que sopram do oeste para o leste; e, por último, **vento do leste** nas regiões polares, do leste para o oeste (na meteorologia, os pontos cardeais definem a localização da origem do vento, e não o destino, como geralmente se costuma a usar). Tais sistemas de vento são os principais responsáveis pelo equilíbrio de calor no planeta (Figura 4).

Nas regiões de encontro das células geralmente não há ventos ou, se ocorrem, são muito fracos e irregulares. Próxima ao equador, essa região é chamada de *doldrum ou calma equatorial*. Além da ausência de ventos é comum a ocorrência de chuvas causadas pela grande evaporação. O vapor da água ao elevar-se, resfria-se e se condensa, havendo então a precipitação pluvial, muito típica dos finais de tarde nessas regiões. As regiões próximas aos 30° de latitude, em ambos os hemisférios são conhecidas como *latitudes do cavalo*. Este nome originou-se do fato de que antigamente embarcações à vela transportavam cavalos e, muitas vezes, ficavam presas nessas latitudes por meses, devido à ausência de ventos. Assim, devido ao fim das rações, os cavalos transportados morriam e eram jogados ao mar.

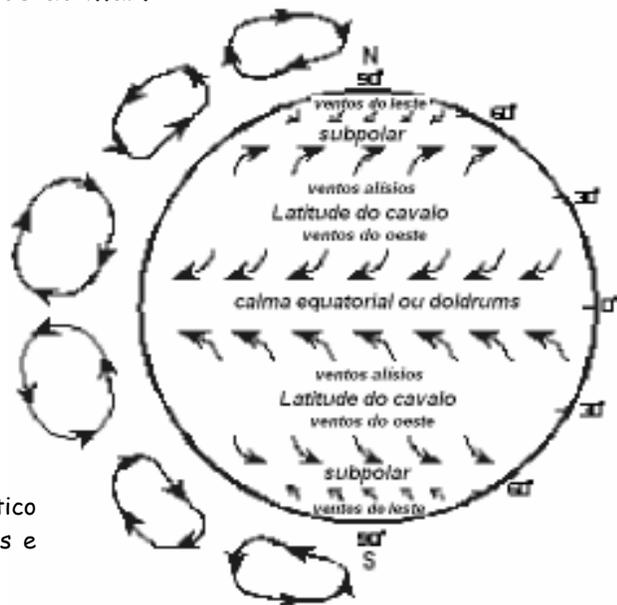


Figura 4: Segundo modelo hipotético mostrando os maiores cinturões de ventos e regiões de elevação e descida de ar.

A **Zona de Convergência Intertropical (ITCZ/ ZCIT)** é uma zona de convergência em baixos níveis (divergência em altos níveis) na região de fronteira entre os hemisférios norte e sul, área onde os ventos alísios

provenientes dos hemisférios convergem (Figura 5). Assemelha-se a um cinturão de nuvens que circunda a faixa equatorial do globo terrestre com atividades convectivas, de 3 a 5 graus de largura, onde espalham-se cumulonimbus. ZCIT está inserida numa região onde ocorre a interação de características marcantes atmosféricas e oceânicas, tais como:

- Zona de confluência dos Alísios (ZCA);
- Zona de Máxima Temperatura da Superfície do Mar (TSM);
- Zona de Máxima Convergência de Massa;
- Zona da banda de Máxima Cobertura de Nuvens Convectivas

A ZCIT muda de posição ao longo do ano devido a variações na circulação atmosférica e na TSM, situando-se mais ao norte em julho e outubro (com posição mais ao norte em torno de 14°N) e mais ao sul em janeiro e abril (posição extrema entre 5° e 6°S), implicando em distintas condições sobre o nordeste brasileiro.

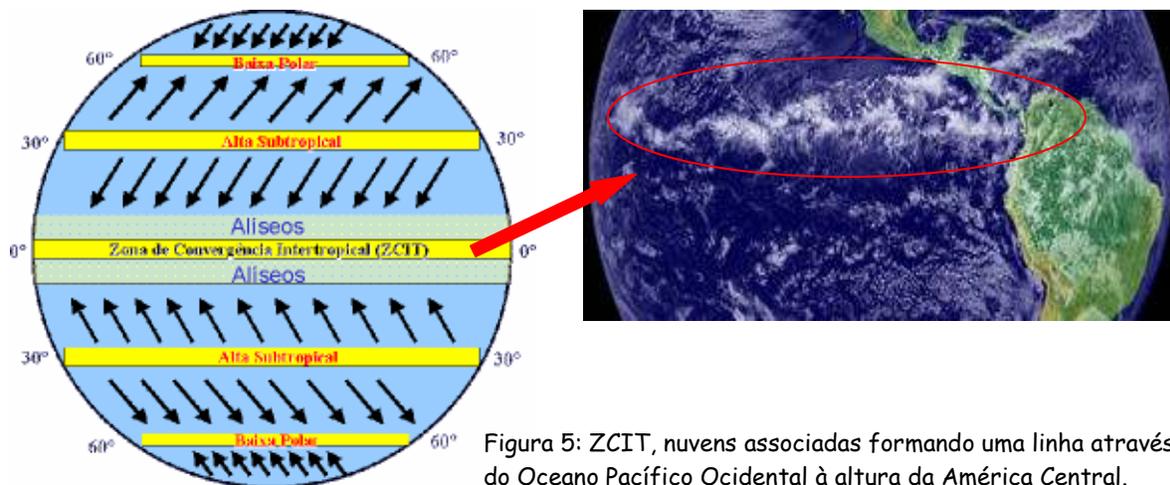


Figura 5: ZCIT, nuvens associadas formando uma linha através do Oceano Pacífico Ocidental à altura da América Central.

**3º) Terra e os continentes.** A distribuição dos continentes altera a circulação atmosférica em virtude dos diferentes calores específicos ( $c_p$ ) e a capacidade de armazenamento de calor entre os continentes e o mar. No hemisfério norte, onde há mais terra do que água, essas diferenças são marcantes.

Na região tropical, as médias de temperatura superficiais oceânicas são mais baixas em relação às dos continentes, desse modo, os centros de alta pressão tendem a situar-se em cima dos oceanos e os centros de baixa pressão em cima dos continentes. Nas altas latitudes acontece o inverso, pois as médias de temperatura são maiores.

A distribuição sazonal da temperatura controla a circulação atmosférica e a distribuição de pressão. Desta forma, se uma área da Terra é mais quente que outras regiões na mesma latitude, ela terá uma baixa pressão barométrica e se ela é mais fria, uma alta pressão barométrica (Figura 6).

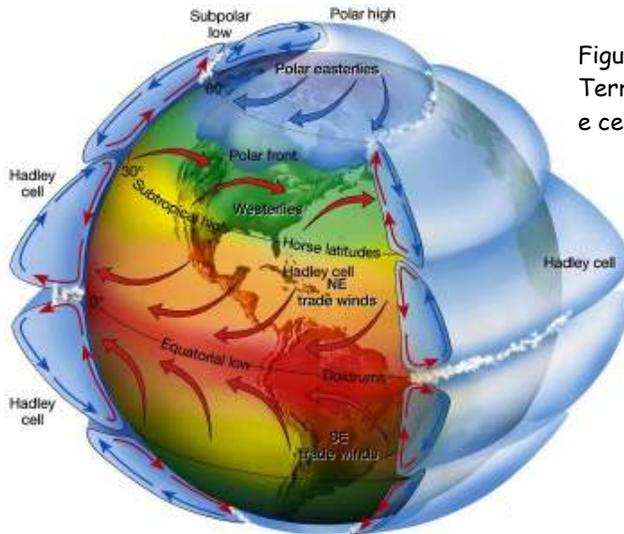


Figura 6: Modelo de circulação atmosférica da Terra real, incluindo os cinturões de ar, ventos e centros de alta e baixa pressão.

Nos centros de baixa pressão ou *ciclones* a massa de ar é ascendente e defletida pela força de Coriolis para a esquerda no hemisfério norte (sentido anti-horário) e para a direita no hemisfério sul (sentido horário). Essas áreas são instáveis (nuvens) e a taxa de precipitação é superior a de evaporação. Nos centros de alta pressão ou *anti-ciclones* o ar é descendente e a força de Coriolis age no sentido inverso aos ciclones (horário no hemisfério norte e anti-horário no hemisfério sul). Nessas áreas o tempo é estável (céu azul) e a taxa de evaporação é superior a de precipitação (Figura 7).

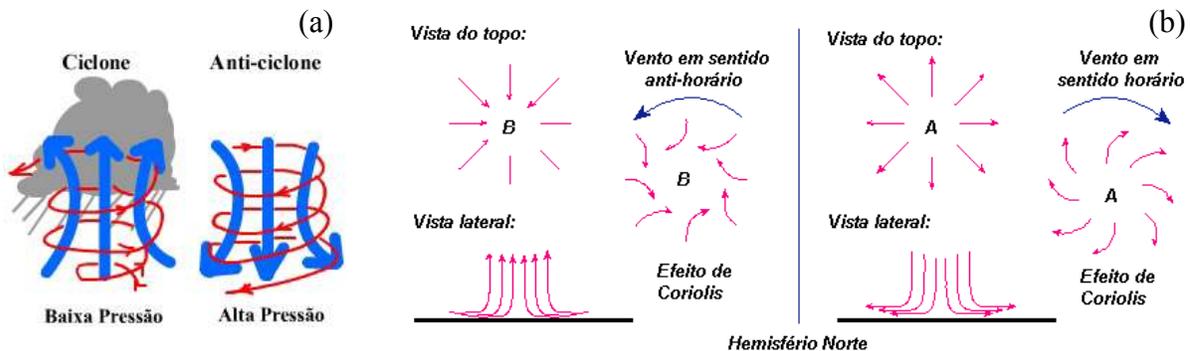


Figura 7: Representação esquemática dos ciclones e anti-ciclones (a) e o efeito da força de Coriolis sobre esses centros no hemisfério norte (b).  $\downarrow P$  (ciclones)- massa ascendente,  $P > E$ , nuvens  $\rightarrow$  instabilidade;  $\uparrow P$  (anti-ciclones)- massa descendente,  $E > P$ , céu limpo  $\rightarrow$  estabilidade

No verão, os centros de alta e baixa pressão se intensificam devido à maior incidência de raios solares no Equador.

## 1.2. FRENTES

Quando os ciclones intensificam, a pressão do ar cai mais rapidamente que na área ao redor. Dá-se a formação de frentes, as quais são perturbações ou ondulações de uma superfície frontal, e se deslocam conforme o sistema montado. São quatro os tipos de frentes: fria, quente, oclusa e estacionária.

As frentes provocam mudanças dos ventos dominantes, por conseguinte mudança de direção da formação de ondas e correntes oceânicas.

- **Frente fria:**

Uma frente fria é uma zona de transição onde uma massa de ar frio (polar, movendo-se para o equador) está a substituir uma massa de ar mais quente e húmido (tropical, movendo-se para o pólo).

A aproximação de uma frente fria é percebida pela sensação de abafamento e a aparição de cirrus no céu (nuvens altas em forma de filamentos de algodão). A pressão começa a cair e a temperatura sobe. No momento da passagem, a pressão chega ao seu valor mínimo, a temperatura cai com a chegada da massa fria, seguindo-se tempestades e trovoadas. O vento cessa, passando então a soprar em direção oposta. A chuva pára abruptamente após a passagem da frente (Figura 8; Tabela 1). As frentes frias chegam a deslocar-se a 64 Km/h.

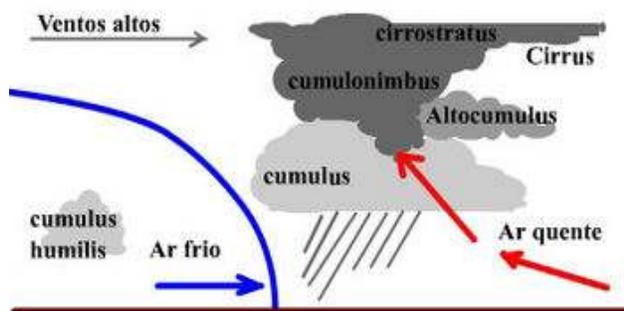


Figura 8: Ar frio deslocando o ar quente. Tipos de nuvens que se formam.

Tabela 1: Características de um frente fria com relação à temperatura (T), pressão (P) e ventos (V) antes durante e depois da passagem. Legenda: (↑) sobre, (↓) desce, (A) alta e (B) baixa.

Características	T	P	V
Antes	↑	B	E/NE
Durante	↑↓	B	Calmaria
Depois	↓	A	S/SW/SE

- **Frente quente:**

O ar quente achata a frente fria, obrigando-a a retornar. O ar frio é relativamente denso e o ar quente tende a dominá-lo, produzindo uma larga faixa de nuvens e uma chuva fraca e persistente e às vezes nevoeiro esparso. A temperatura eleva-se já ligeiramente antes da chegada da frente quente, porque as nuvens aumentam localmente o "efeito de estufa" na atmosfera, absorvendo radiação da superfície terrestre e emitindo radiação de volta à superfície (Figura 9).

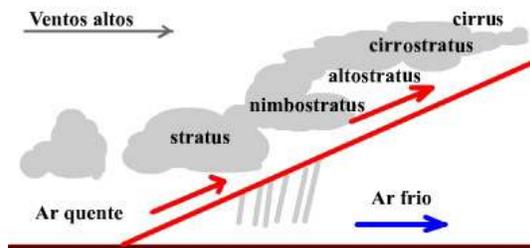


Figura 9: Frente quente, ar quente deslocando o ar frio e nuvens características.

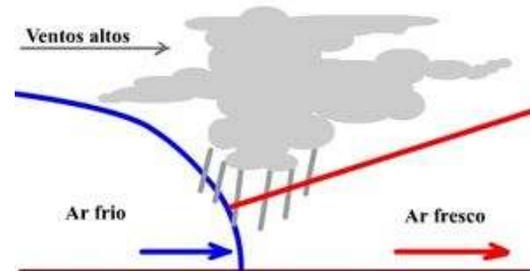


Figura 10: Frente oclusa formada quando o ar frio movendo-se depressa ultrapassa uma frente quente.

- **Frente oclusa:**

As frentes quentes tendem a deslocar-se lentamente e podem ser facilmente alcançadas por frentes frias, formando *frentes oclusas* (Figura 10). Uma frente oclusa, também chamada de **oclusão**, é uma zona de transição onde uma frente fria, movendo-se mais depressa, ultrapassa (e obstrui) uma frente quente, fazendo elevar-se todo o ar quente. A chuva contínua característica das frentes quentes e é seguida imediatamente pelos aguaceiros associados às frentes frias.

- **Frente estacionária:**

Quando uma frente deixa de se mover, designa-se por *frente estacionária*. Uma frente estacionária é uma fronteira entre ar quente e ar frio que resulta quando uma frente fria ou quente deixa de se mover. Quando ela volta a se mover, volta a ser fria ou quente. Normalmente há uma mudança de temperatura ou de direção de vento que se nota de um lado para o outro. Ciclones migrando ao longo de uma frente estacionária podem despejar grandes quantidades de precipitação, resultando em inundações significativas ao longo da frente. Se ambas as massas de ar ao longo de uma frente estacionária são secas, pode existir céu limpo sem precipitação. Quando há ar úmido e quente

que se eleva sobre o ar frio, nebulosidade com precipitações leves podem cobrir uma vasta área.

### 1.2.1. NUVENS

Quanto a sua *constituição*, as nuvens podem ser: **sólidas**, podendo conter gelo até mesmo de tamanho elevado, chegando a pesar 1 tonelada, se em nuvens chamadas de negras ou tremulas; **líquidas**, constituídas basicamente por gotículas de água; e, **mistas**, constituídas tanto por gotículas de água quanto cristais de gelo. Quanto ao seu *estágio/altura*: **altas**, base acima de 6 km de altura, constituídas por nuvens sólidas; **médias**, base entre 2 a 4 km de altura nos pólos, entre 2 a 7 km em latitudes médias, e entre 2 a 8 km no equador, podendo ser nuvens líquidas ou mistas; e, **baixas**, base até 2 km de altura, constituídas de nuvens líquidas.

Os tipos de nuvens podem ser observados na figura 11.

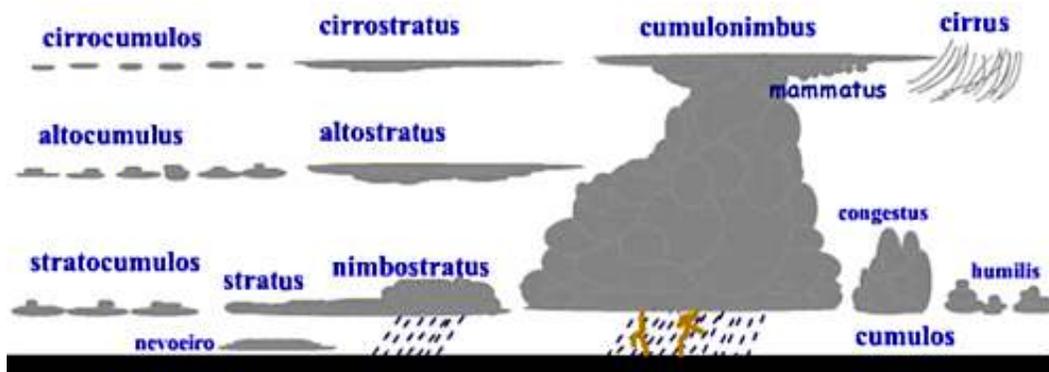


Figura 11: Tipos de nuvens, formatos e alturas.

As nuvens associadas a uma frente fria são cirrus, cumulus e associações (e.x.: cumulonimbus), enquanto que nimbus, estratus e combinações (ex.: nimbostratus e cirrostratus) associam-se a frente quentes.

### 1.3. MONÇÕES

Como visto anteriormente, a distribuição da pressão ajuda o controle do sistema de ventos da Terra. Esse sistema não sofre grandes variações anuais exceto nas latitudes médias. Nessas latitudes, durante o inverno, há áreas de baixa pressão sobre os oceanos e alta pressão sobre os continentes. Durante o verão o inverso ocorre. No verão, o movimento da massa de ar dos oceanos para os continentes carrega grande quantidade de vapor d'água provocando forte

precipitação. No inverno sopra dos continentes para os oceanos um vento seco. Ocorre especialmente no Oceano Índico e sudeste da Ásia.

*Monções de Verão* - do mar para a terra aquecida, forte precipitação.

*Monções de Inverno* - da terra mais fria para o mar, vento seco.

O mesmo fenômeno das monções pode ocorrer em um pequeno período de tempo e em uma área reduzida (pequena escala), é o que chamamos de **brisas**. As brisas distinguem-se em marítima, quando o vento sopra do mar para a terra, geralmente ao entardecer, e em brisa terrestre, quando o vento sopra da terra para o mar, ao amanhecer (Figura 12).

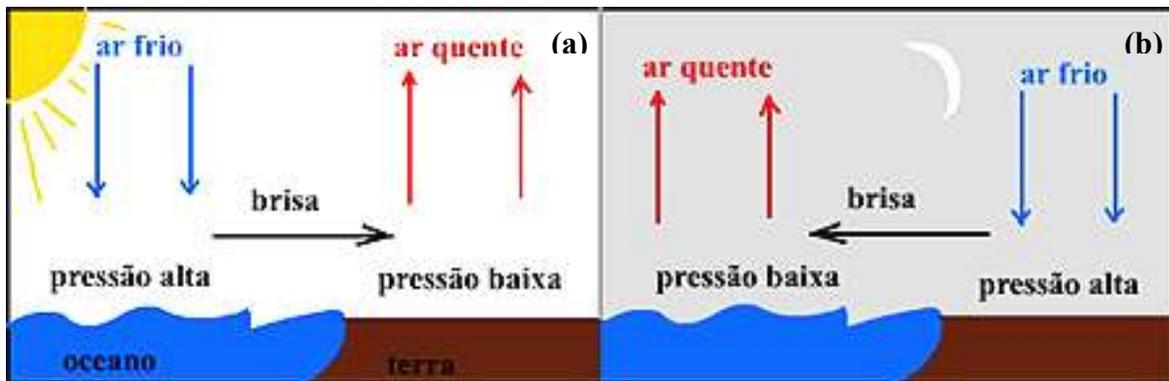


Figura 12: Representação das brisas marítima (a) e terrestre (b).

## 2. CORRENTES OCEÂNICAS

Como foi visto anteriormente, há um balanço energético que transfere o calor (ou a energia) recebido pelo equador para os pólos, através da atmosfera e dos oceanos. Este equilíbrio térmico é fator muito importante não só na geração dos principais cinturões de vento, mas como também das grandes correntes oceânicas no planeta. Através das correntes marinhas, os oceanos também levam energia do equador para os pólos, contribuindo com 10% à 20% da distribuição de calor no planeta como um todo.

Correntes ou massas de água em movimento são dirigidas pelo vento (circulação horizontal) ou pela densidade da água (circulação vertical ou termalina).

### 2.1 CIRCULAÇÃO HORIZONTAL

Como a atmosfera e o oceano estão em contato, os três sistemas de vento descritos geram, por atrito na superfície do mar, as principais correntes superficiais marinhas (Figura 13).

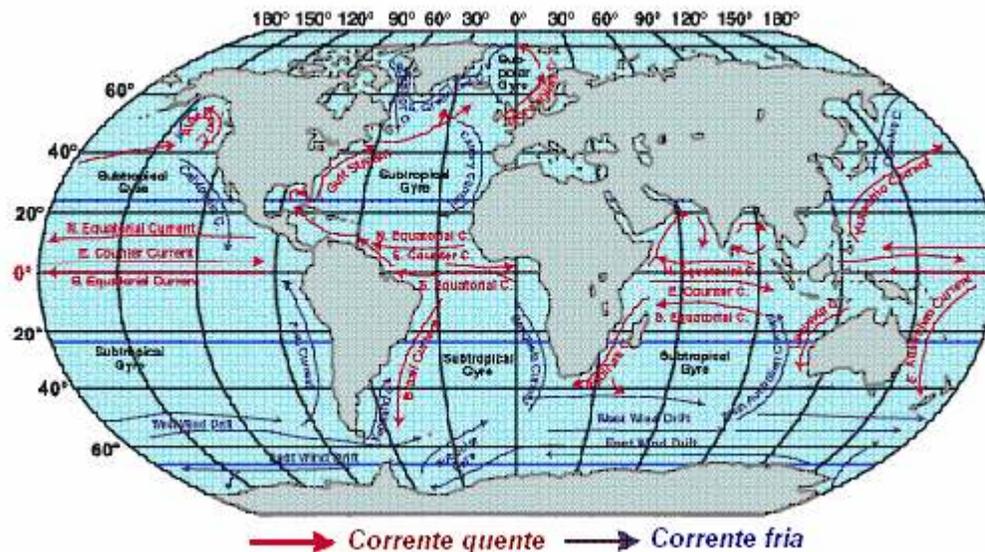


Figura 13: Principais correntes superficiais marinhas.

Ao soprares em direção ao oeste, paralelo ao equador, os ventos alísios formam as correntes equatoriais, comuns a todos os oceanos. Nos oceanos Atlântico e Pacífico, tais correntes são interceptadas pelos continentes e

desviadas para o norte e para o sul, deslocando-se daí ao longo da parte oeste dos oceanos. São as maiores e as mais fortes correntes oceânicas superficiais. Os ventos alísios empurram as águas superficiais em direção ao lado oeste dos oceanos, fazendo com que haja acúmulo de água nessas regiões ( $\pm 4$  centímetros acima do nível normal para cada 1.000 Km). Esse acúmulo de água, devido à força da gravidade, quando retorna, gera as contra-correntes equatoriais, comuns a todos os oceanos.

Os ventos do oeste formam as correntes que retornam para a região equatorial, completando o **giro subtropical** (Figura 14). Estes giros ocorrem no Pacífico e Atlântico norte e sul e no Oceano Índico. Os giros são no sentido horário no hemisfério norte, mantidos pelos ventos predominantes de oeste ao norte e os ventos alísios ao sul, e no sentido anti-horário no hemisfério sul, mantidos ao norte pelos ventos alísios e ao sul pelos ventos de oeste. Nas regiões subpolares, o mesmo não ocorre no hemisfério sul, pois não há barreiras de terra para obstruir o fluxo de água e criá-los. Assim, a corrente Circumpolar Antártica flui completamente em volta do planeta.

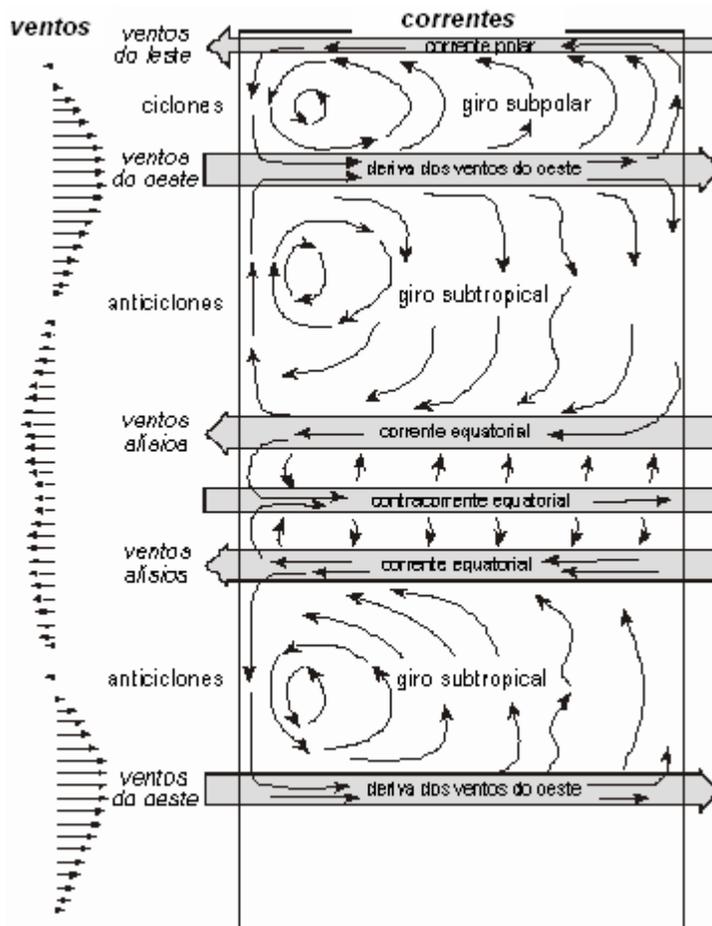


Figura 14: Modelo de circulação de um oceano ideal, submetido somente às forças horizontais dos ventos (flechas grossas em cinza). A velocidade e sentido dos ventos superficiais estão representados de forma aproximada à esquerda.

Em algumas áreas, as correntes oceânicas podem formar meandros que por sua vez podem originar anéis (Figura 15) na fronteira de correntes de águas quentes com águas frias.

Figura 15: Origem de meandros (três primeiros quadros) e anéis (último quadro).

### 2.1.1 ESPIRAL DE EKMAN

O modelo de circulação das massas d' água, chamado de *Espiral de Ekman*, assume que a coluna d' água homogênea é impulsionada pelo vento que sopra na sua superfície. Devido à força de Coriolis, a corrente superficial move na direção de 45° à direita no HN e à esquerda no HS. Esta massa d' água superficial, movendo-se como uma lâmina fina, coloca a camada subjacente em movimento. A camada superficial move com uma velocidade máxima de 3% da velocidade do vento. A energia do vento é passada através da coluna d' água da superfície para baixo, com cada camada sucessiva sendo colocada em movimento por uma velocidade inferior e numa direção mais à direita daquela que a colocou em movimento (Figura 16). A profundidade em que a movimentação cessa, devido ao atrito do vento na superfície é chamada de *profundidade de influência da fricção*, ocorrendo normalmente à cerca de 100 metros. Da superfície até a profundidade de influência da fricção, o movimento efetivo de água, denominado *transporte de Ekman*, ocorre em ângulos retos à direção do vento.

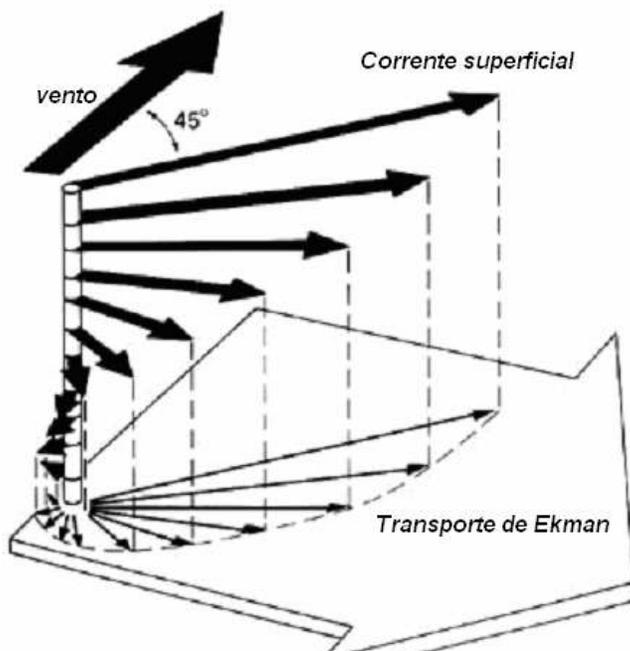


Figura 16: Espiral de Ekman. O vento move a superfície da água à 45° para a direita no HN. As águas mais profundas continuam a defletir para a direita e mover a uma velocidade inferior com o aumento da profundidade. . O transporte de Ekman se faz em ângulos retos em relação à direção do vento.

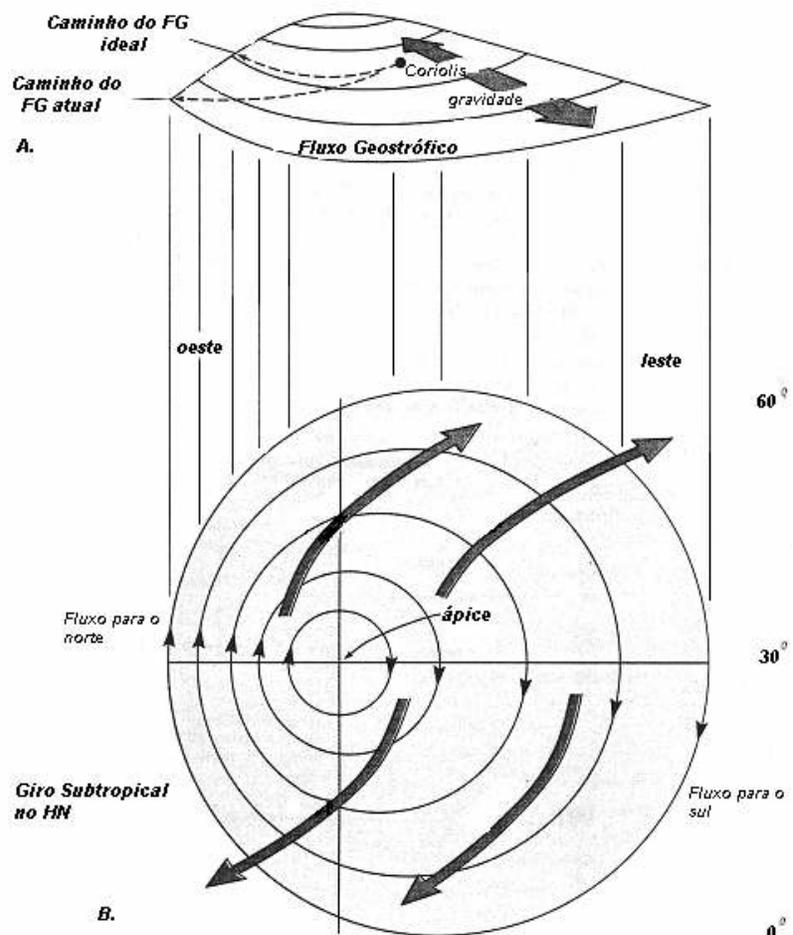
## 2.1.2 CORRENTES GEOSTRÓFICAS

Considerando os giros subtropicais e o transporte de Ekman, há uma tendência de se produzir uma convergência subtropical e o empilhamento/espessamento de água no centro dos giros. É possível encontrar no interior dos giros subtropicais "colinas" de água que se elevam em até 2 m acima do nível da água na margem dos giros. Entretanto, a resposta da água para esta topografia oceânica é como acontece em terra, ou seja, correndo colina abaixo por causa da força da gravidade. Esse movimento não ocorre em linha reta, mas é defletido pela força de Coriolis (à esquerda no hemisfério sul e à direita no hemisfério norte). Esse movimento de água, resultado do balanço entre a força da gravidade e a deflexão causada pela força de Coriolis, chama-se **corrente Geostrófica** e é um dos principais componentes que contribuem para a formação das grandes correntes superficiais oceânicas (Figura 17).

Figura 17: Correntes Geostróficas.

**A.** A medida em que o sistema de ventos da Terra coloca a água em movimento, giros circulares são formados. A água é empilhada no interior dos giros, com ápice da "colina" deslocado para o lado oeste dos giros devido à rotação da Terra para o leste. A corrente geostrófica (FG) teórica flue paralela ao contorno da colina e representa o equilíbrio entre a força de Coriolis, empurrando a água para o ápice através do transporte de Ekman, e o componente da gravidade puxando para baixo. Devido ao atrito das moléculas de água, o caminho da corrente (FG atual) segue gradualmente para baixo da inclinação da colina.

**B.** Intensificação do ápice dos giros à oeste. A parte mais alta da colina se situa próximo à margem oeste dos giros. Desta forma, a velocidade da água que circula na margem oeste é muito superior àquela que circunda a margem leste devido à maior inclinação da colina. As águas que circundam à oeste, seguem norte e são quentes, o contrário daquela que circula no lado leste.



As correntes Geostróficas podem ser mensuradas apenas de forma indireta, através do cálculo da *topografia dinâmica*. Como as elevações que se formam nas porções centrais das bacias oceânicas são de águas menos densas, já que são as águas superficiais que se acumulam, para se obter um mapeamento da topografia dinâmica, deve-se medir os valores de temperatura e salinidade da coluna de água.

## 2.2 CIRCULAÇÃO VERTICAL

A circulação vertical pode ser induzida tanto pela ação dos ventos (ressurgência) ou por diferenças de densidade da água do mar (circulação termoalina)

### 2.2.1 RESSURGÊNCIAS

Em algumas regiões do oceano, a água pode mover-se verticalmente para a superfície ou para o fundo como resultado da circulação superficial, dirigida pelos ventos, que carrega a água para longe ou em direção a essas regiões.

O fenômeno da ressurgência ou *upwelling* é caracterizado pelo afloramento de águas profundas, geralmente frias e ricas em nutrientes, em determinadas regiões dos oceanos. Essas regiões têm, em geral, alta produtividade primária e importância comercial para a pesca.

- **Ressurgência equatorial** (Figura 18)- os ventos alíseos, presentes nos dois lados do equador, divergem e o transporte de Ekman é direcionado para o sul no hemisfério sul e ao norte no hemisfério norte, forçando a água a ressurgir de cerca de 150 - 200 m. (Figura 18)

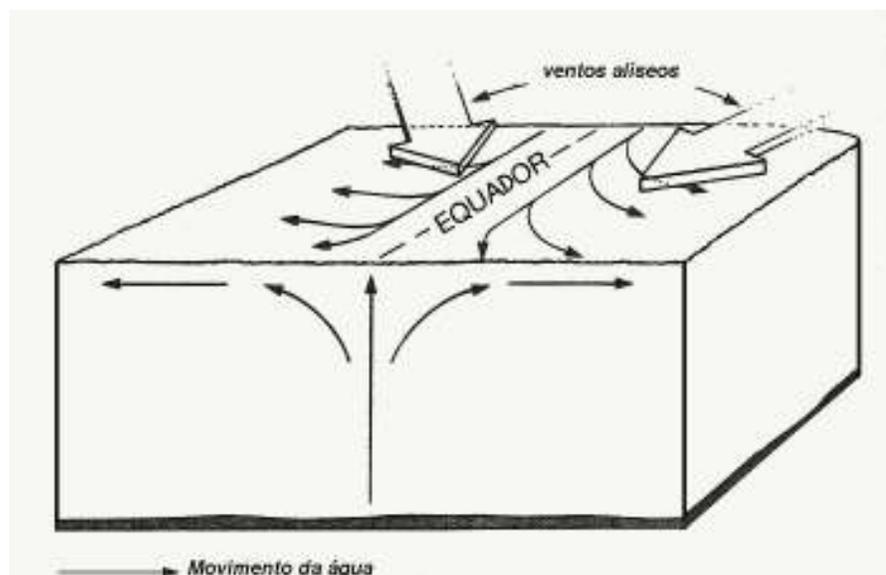


Figura 18: **Ressurgência Equatorial**. O efeito de Coriolis agindo sobre as correntes equatoriais, geradas pelos ventos alíseos, empurra a água para longe da região equatorial. Essa água é substituída pela água adjacente.

- **Ressurgência costeira** (Figura 19)- quando águas superficiais adjacentes aos continentes são carregadas para o oceano aberto através do transporte de Ekman. Ocorre ao longo da costa leste nos Oceanos Pacífico e Atlântico. Na costa brasileira é bastante conhecida a ressurgência costeira de Cabo Frio, ocorrendo com maior frequência no verão do que no inverno. A massa de água que aflora nas proximidades da costa dessa ressurgência é a Água Central do Atlântico Sul (ACAS). O afundamento de massas d'água (downwelling) também é observado em zonas costeiras.

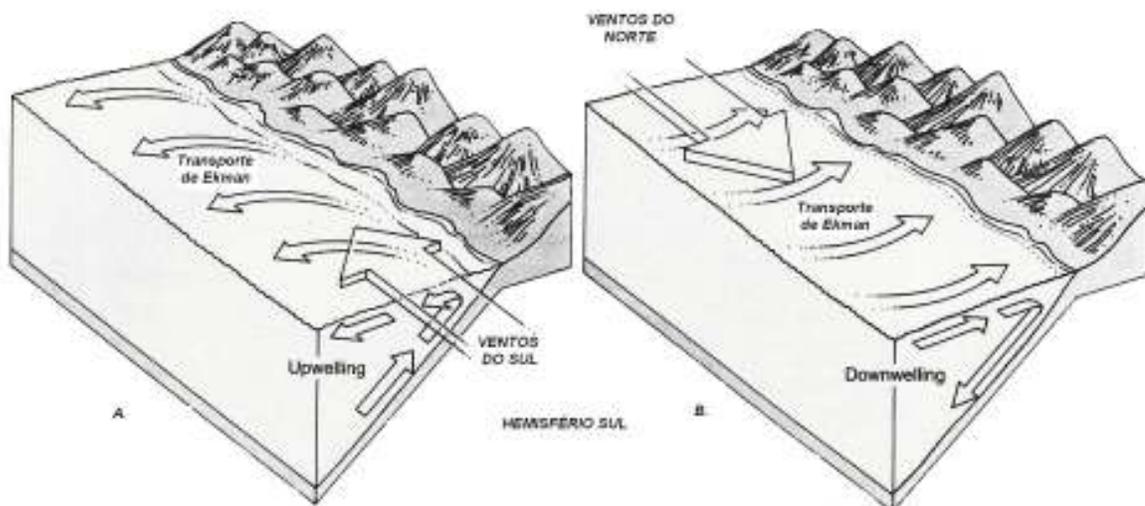
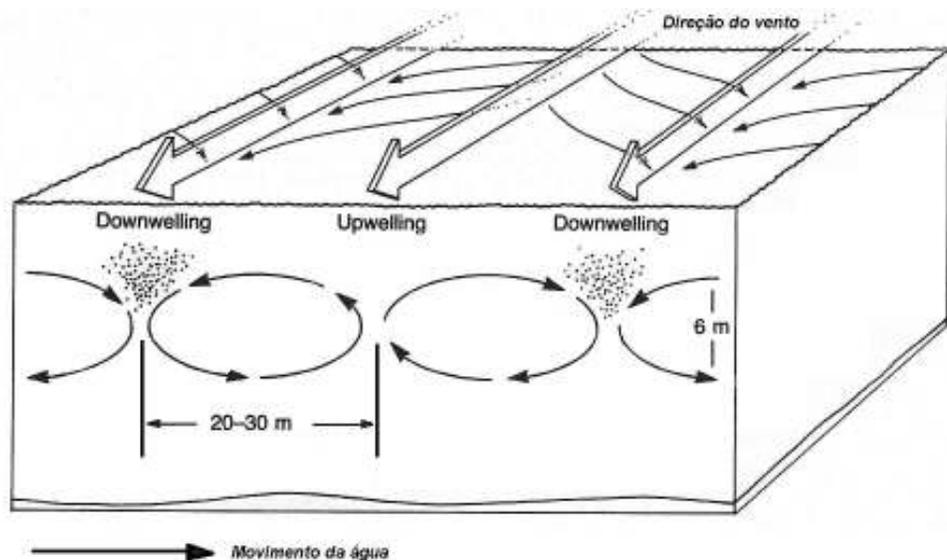


Figura 19: **Ressurgência costeira**. Quando correntes costeiras fluem ao longo das margens à oeste dos continentes, rumo ao equador, o transporte de Ekman carrega a água superficial para longe (A) ou empilhamento na costa (B), ocorrendo o afloramento ou afundamento da água adjacente, respectivamente (upwelling e downwelling).

- **Circulação de Langmuir ou Mar de Sargasso** (Figura 20)- próximo ao centro dos principais giros oceânicos os ventos são relativamente fracos e a água gira muito lentamente. O vento que sopra nessas regiões pode ter direção estável, gerando células de convecção nas massas d'água superiores, com sentido alternado horário e anti-horário. Nas zonas de convergência dessas células são observadas fileiras de plantas marinhas, paralelas à direção do vento, como se estivessem presas nessas zonas. Não só foi encontrada matéria vegetal macroscópica como também vegetais microscópicos e matéria orgânica dissolvida. Em contrapartida, nas zonas de divergência a concentração de matéria orgânica é baixa.

Esse fenômeno recebe o nome de Circulação de Langmuir e foi descoberto por Irving Langmuir quando atravessava o Mar de Sargasso em 1938.

Figura 20: Esquema da circulação de Langmuir, mostrando as zonas de convergência (downwelling) e divergência (upwelling).



### 2.2.2 CIRCULAÇÃO TERMOALINA

A grande parte da circulação vertical nos oceanos está relacionada principalmente a mudanças de densidade das águas superficiais. O aumento de densidade pode ocorrer devido ao resfriamento da água, ao excesso de evaporação sobre a precipitação pluvial ou ainda à formação de gelo e consequente aumento de salinidade das águas circunvizinhas.

Diferentemente do que acontece nas altas latitudes, existe uma forte estratificação da densidade (*picnoclina*) em regiões de baixa latitude, que separa as massas de água superficiais e profundas. Essa estratificação não é resultante da diferença de temperatura causada pela alta incidência da radiação solar na região equatorial, e sim pela *energia dos ventos* em águas superficiais- o efeito dos ventos é muito superior.

Uma outra variável que afeta a densidade das águas superficiais é a *salinidade*, a qual exerce influência significativa apenas em altas latitudes, onde a temperatura da água é baixa e permanece constante. Por exemplo, no oceano aberto as águas mais salinas são encontradas nas regiões subtropicais, mas não ocorre o afundamento de massas d'água nessas áreas porque a

temperatura da água é alta o suficiente para manter a baixa densidade das águas superficiais e evitar seu afundamento. Nessas áreas uma forte *haloclina* ou gradiente de salinidade é formado numa camada muito fina da superfície, apresentando valores de 37‰. A salinidade então diminui rapidamente com o aumento da profundidade até valores normais de águas oceânicas ( 35‰).



Figura 21: Ciclo global da circulação termoalina. Em azul, águas superficiais quentes e de baixa salinidade. Em roxo, águas profundas frias e bem oxigenadas.

O aumento da densidade na superfície faz com que estas águas afundem e desloquem águas profundas; assim, a origem da circulação termoalina é um fluxo vertical de água superficial, mergulhando a uma profundidade intermediária ou próxima ao fundo, dependendo da densidade dessa água. O prosseguimento é um fluxo horizontal, com as águas recém-afundadas deslocando as antigas residentes no local. Como o processo de formação de águas densas está principalmente ligado à redução de temperatura ou aumento de salinidade devido à formação de gelo, geralmente as correntes termoalinas originam-se em altas latitudes. Estas águas frias e densas afundam e lentamente fluem em direção ao equador (Figura 21). A velocidade das correntes termoalinas é muito pequena, cerca de 1 centímetro por segundo.

A circulação termoalina é, desse modo, importantíssima no estabelecimento das características dos oceanos profundos. O conteúdo relativamente alto de oxigênio das águas profundas com relação às águas mais rasas reflete sua origem polar. Sem a fonte superficial desse gás, as águas profundas dos oceanos poderiam se esgotar do oxigênio pela oxidação do material orgânico que contêm.

### 3. MASSAS D'ÁGUA

Massa de água é definida como uma grande porção de água que tem associada uma faixa particular de valores de salinidade e temperatura. Adquire suas características de temperatura e salinidade na superfície e, uma vez que afunde, tais características só podem ser alternadas por misturas com massas de águas adjacentes. Essas misturas, porém, ocorrem de forma muito lenta, fazendo com que as massas de água tendam a manter suas faixas de temperaturas e salinidades originais.

São batizadas de acordo com a profundidade na qual são encontradas (onde atingem seu equilíbrio vertical) e com a região geográfica de procedência. A identificação é importante porque fornece informação de seu local de origem e circulação profunda, além da taxa na qual águas de diferentes densidades se misturam.

De maneira geral, as águas de grandes profundidades são formadas em altas latitudes e, as mais próximas da superfície, originárias de latitudes menores (Figura 22). As águas de superfície não se enquadram na categoria de verdadeiras massas de água devido às grandes variações nos parâmetros temperatura e salinidade.

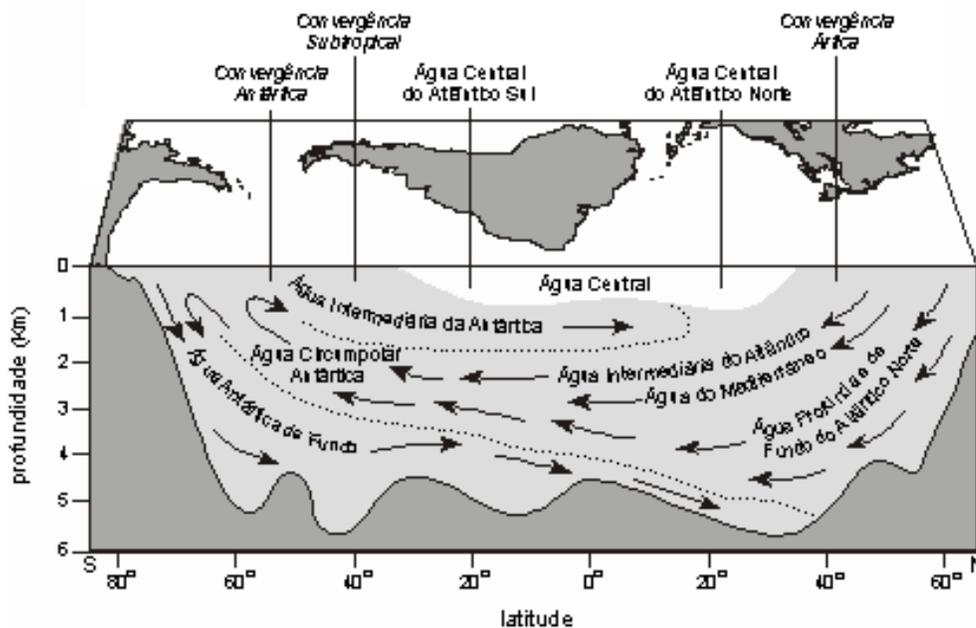


Figura 22: Sistema de circulação profunda do Oceano Atlântico.

### 3.2. Diagrama T-S

As massas d'água em um diagrama T-S são representadas por uma reta. O diagrama T-S consiste na plotagem em um gráfico do conjunto de valores de temperatura (na ordenada) e salinidade (na absissa), correspondentes à diferentes profundidades, de modo que estes pontos se distribuirão em uma linha contínua e suave. Por definição, um ponto no diagrama T-S representa uma água com temperatura e salinidades uniformes, constituindo um tipo de água; uma porção da curva T-S, representando um contínuo de tipos de água, descreve uma massa de água.

Em diferentes regiões oceânicas são obtidas formas muito diferentes de diagramas T-S. Assim, a forma da curva é característica das águas de uma determinada região. A curva obtida nesse tipo de diagrama modifica-se lenta e gradualmente ao se deslocar através de 3 grandes zonas oceânicas, indicando mistura (Figura 23).



Figura 23: Mistura de 3 tipos de água de acordo com perfis de temperatura e salinidade em função da profundidade e respectivos diagramas T-S.

#### 4. CORRENTES E MASSAS D'ÁGUA DA COSTA BRASILEIRA

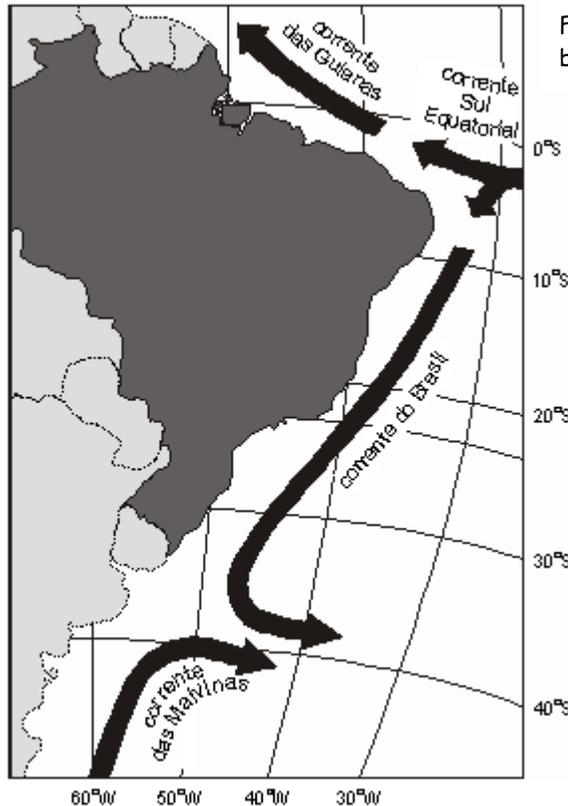


Figura 24: Principais correntes superficiais que banham a costa brasileira.

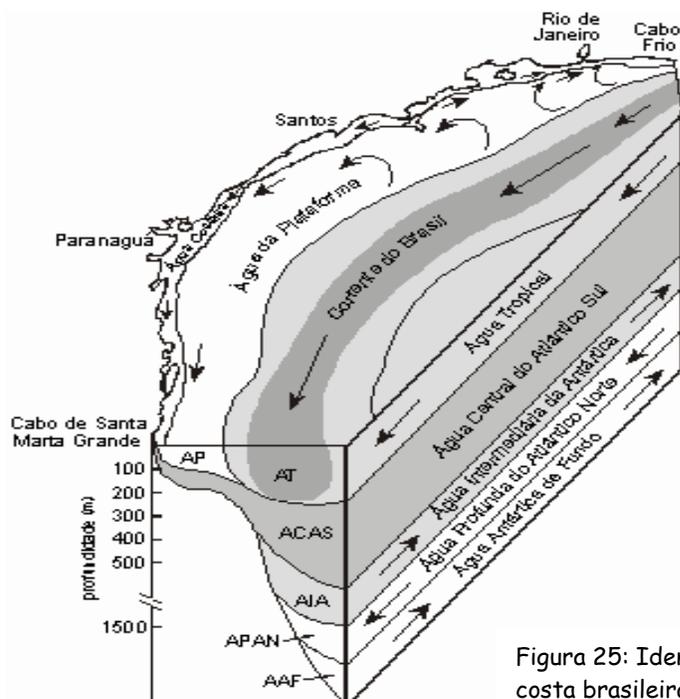
A corrente Sul Equatorial do oceano Atlântico, que se movimenta no sentido leste-oeste na altura do equador, bifurca-se ao alcançar a costa nordestina brasileira. A corrente que se desvia para o norte, é denominada corrente das Guianas (ou também corrente Norte do Brasil), e a que se volta para o sul, corrente do Brasil (Figura 24). A corrente das Guianas arrasta as águas do Rio Amazonas para a costa do Amapá.

A corrente do Brasil, principal corrente superficial brasileira, que caminha sobre a plataforma ou próxima a região da borda. Esta corrente flui para o sul ao longo da costa leste do continente sul-americano, alcançando aproximadamente os 38° de latitude sul, onde encontra a corrente das Malvinas- nessa região as duas correntes afastam-se da costa, fluindo em direção leste (Figura 24). O encontro da corrente do Brasil, que traz água tropical pouco densa, com a corrente das Malvinas, mais densa, origina a região denominada Convergência Subtropical do Atlântico Sul. A corrente das Malvinas (ou "Falklands"), originária de uma ramificação da corrente Circumpolar Antártica, flui pela costa da Argentina na direção norte, arrastando as águas do Rio da Prata para a costa sul do Brasil, observando-se alta produtividade biológica.

Quanto às massas d'água, podem ser observadas as seguintes (Fig. 25):

- **Água Costeira (AC):** apresenta as características da região onde se encontra, porém a salinidade é sempre mais baixa devido à influência continental.

- **Água da Plataforma Continental (APL):** localiza-se acima da plataforma e também assume características continentais.
- **Água Tropical (AT):** caracterizada por uma salinidade maior que 35.9 e temperatura maior que 18° C. Podendo ocupar até os 200 metros de profundidade, fluxo predominante para o sudoeste.
- **Água Central do Atlântico Sul (ACAS):** formada na Convergência Subtropical do Atlântico Sul, à 40° S de latitude; próxima à superfície; salinidade variando entre 35.9 e 34.6 e temperatura entre 18° C e 8° C. Profundidade de 100 a 800 metros.
- **Água Intermediária da Antártica (AIA):** formada na Convergência Antártica (50° S) e podendo ser detectada a até 25° de latitude norte; temperatura varia de valores inferiores a 8° C até alcançar 4.6° C e seu núcleo é definido pelo mínimo de salinidade devido à precipitação (valor médio: 33.8). Profundidade até os 1500 metros.
- **Água Profunda do Atlântico Norte (APAN):** formada na costa da Groenlândia, alcançando a Antártica. Salinidade e oxigênio máximos. Limite superior definido pela região do mínimo de temperatura. Profundidade de 1500- 2000 metros.
- **Água Antártica de Fundo (AAF):** formada no Mar de Weddell (Antártica), sendo a mais fria de todas as massas d'água; valores médios de temperatura 1.9° C e salinidade de 34.6.



Essa estrutura oceanográfica ao longo da costa sul-americana descrita acima é bem aceita hoje embora possa haver algumas variações, conforme diferentes autores, quanto aos limites de profundidade das diversas massas de água.

Figura 25: Identificação das massas d'água que banham a costa brasileira sul e sudeste.

A Água Central do Atlântico Sul (ACAS), flui em sentido norte sob a Corrente do Brasil e, no verão, também sob a APL. Na época de verão, a ACAS alcança a plataforma continental, podendo aflorar em diversos pontos do litoral brasileiro (alguns autores acreditam que a intrusão da ACAS sobre a plataforma não é um fenômeno sazonal, mas um processo associado a um tipo de ressurgência denominada de quebra-de-plataforma, causada pela movimentação de determinadas massas de águas na costa brasileira) (Figura 26).

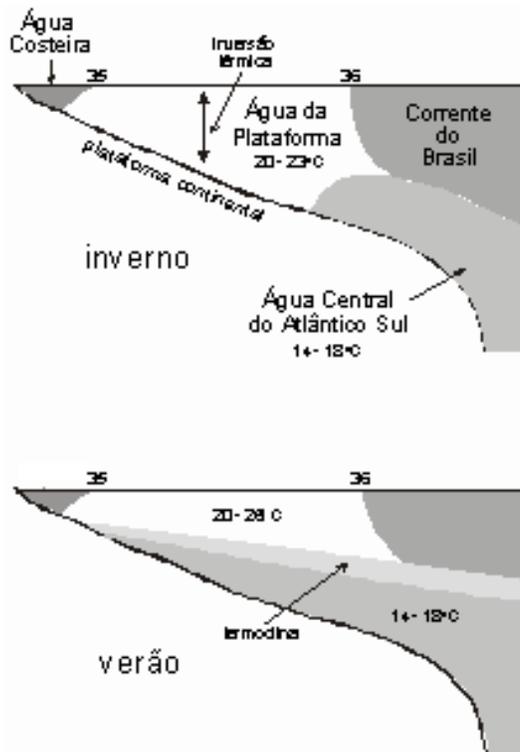


Figura 26: Distribuição vertical das massas de água na região sudeste-sul brasileira, na época de verão (acima) e inverno (abaixo), com ênfase no comportamento da ACAS.

## 5. EL NIÑO

El Niño representa o aquecimento anormal das águas superficiais e sub-superficiais do Oceano Pacífico Equatorial. A palavra El Niño é derivada do espanhol, e refere-se à presença de águas quentes que todos os anos aparecem na costa norte de Peru na época de Natal. Os pescadores do Peru e Equador chamaram a esta presença de águas mais quentes de Corriente de El Niño em referência ao Niño Jesus ou Menino Jesus.

Quando acontece um El Niño, que ocorre irregularmente em intervalos de 2 a 7 anos, com uma média de 3 a 4 anos, os ventos alísios (L→O) sopram

com menos força em todo o centro do Oceano Pacífico, resultando numa diminuição da ressurgência de águas profundas e na acumulação de água mais quente que o normal na costa oeste da América do Sul e, conseqüentemente, na diminuição da produtividade primária e das populações de peixe.

Outra conseqüência de um El Niño é a alteração do clima em todo o Pacífico equatorial: as massas de ar quentes e úmidas acompanham a água mais quente, provocando chuvas excepcionais na costa oeste da América do Sul e secas na Indonésia e Austrália. Pensa-se que este fenômeno é acompanhado pelo deslocamento de massas de ar a nível global, provocando alterações do clima em todo o mundo (Figura 27).

Anomalia de Temperatura da Superfície do Mar  
Dezembro de 1997

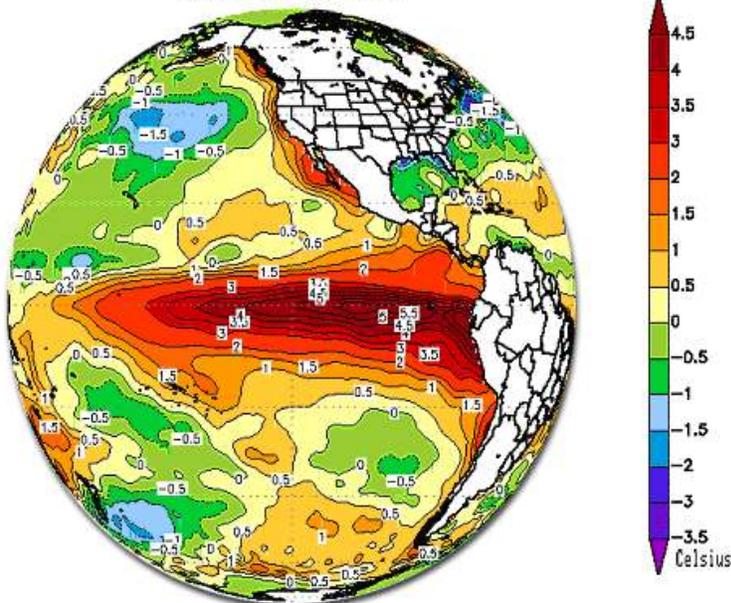


Figura 26: Indicação da presença do fenômeno do El Niño no Pacífico Equatorial.

Aparentemente, estas variações também se registram nos restantes oceanos, mas ficaram mais conhecidas pelas anomalias conhecidas pelo nome "El Niño". Por essa razão, as anomalias passaram a ser estudadas em termos de prever a ocorrência daquele evento e muitas vezes usa-se a expressão OSEN (Oscilação Sul-El Niño ou ENSO, da expressão em inglês) como sinônimo do El Niño ou da Oscilação Sul e aplica-se a anomalias do clima e da circulação marinha em qualquer oceano - os eventos OSEN do Oceano Atlântico ocorrem 12-18 meses depois de ocorrerem no Pacífico.



Figura 27: Efeito global do El Niño sobre o clima.

A **La Niña** representa um fenômeno oceânico-atmosférico com características opostas ao EL Niño, e que caracteriza-se por um esfriamento anormal nas águas superficiais do Oceano Pacífico Tropical devido a intensificação dos ventos alíseos. Alguns dos impactos de La Niña tendem a ser opostos aos de El Niño, mas nem sempre uma região afetada pelo El Niño apresenta impactos significativos no tempo e clima devido à La Niña.

Em geral, episódios La Niñas também têm frequência de 2 a 7 anos, todavia tem ocorrido em menor quantidade que o El Niño durante as últimas

décadas. Além do mais, os episódios La Niña têm períodos de aproximadamente 9 a 12 meses, e somente alguns episódios persistem por mais que 2 anos. Episódios recentes do La Niña ocorreram nos anos de 1988/89 (que foi um dos mais intensos), em 1995/96 e em 1998/99.