3. ÁREA DE ESTUDO

3.1 Localização dos Testemunhos

Os dois testemunhos marinhos utilizados neste estudo são provenientes do talude da margem continental brasileira na região nordeste (Figura 7). Os dados referentes aos testemunhos seguem abaixo:

- KF-C (Bacia Pernambuco/Paraíba)
  - 08°22,163’ S/ 34°27,828’ W;
  - 1315 m de profundidade;
  - comprimento recuperado: 487 cm;
  - comprimento utilizado: 125 cm (16 amostras)

- KF-B (Bacia Pernambuco/Paraíba)
  - 07°29’37.0” S/34°20’27.1” W;
  - 1261 m de profundidade;
  - comprimento recuperado: 398 cm;
  - comprimento utilizado: 19 cm (8 amostras)

Os testemunhos foram amostrados de profundidades acima da lisoclina moderna como proposto por Broecker e Takahashi (1978). Isso permite maior confiabilidade quanto à preservação do carbonato no sedimento marinho. A lisoclina no oceano Atlântico Sul atual é considerada como sendo a interface entre a Água Profunda do Atlântico Norte e a Água de Fundo Antártica, cerca de 4.100m de profundidade (Frenz & Henrich, 2007). Estes autores sugerem que durante o Último Máximo Glacial a lisoclina teria sido menos profunda, em torno de 3.100 m, e ainda assim as profundidades dos testemunhos KF-C e KF-B são inferiores a lisoclina, o que minimiza os efeitos de dissolução no material estudado.

Figura 7: Área de estudo destacando a localização dos testemunhos (Google Earth Software).

3.2 Fisiografia da área estudada

A morfologia da margem continental brasileira caracteriza-se por um nítido controle estrutural, refletido na variação da largura da plataforma continental, na inclinação e orientação do talude e no acumulo de sedimentos no sopé continental (Toledo 2000) (Figura 8). No entanto o conhecimento geológico não é uniforme em todas as bacias marginais, o que se deve principalmente às diferenças de potencialidade petrolífera das bacias (Ponte & Asmus, 2004).

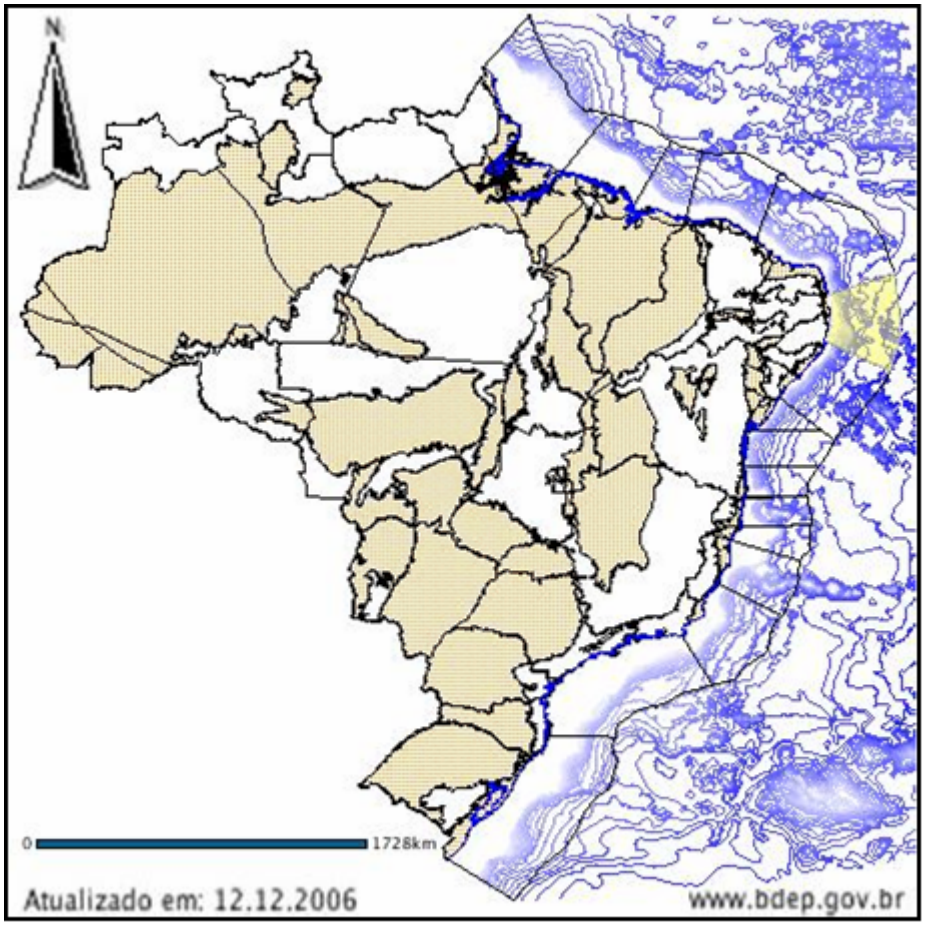

Figura 8: Fisiografia da margem continental brasileira. Em destaque a Bacia Pernambuco-Paraíba (www.bdep.gov.br).

A plataforma nordeste apresenta a porção mais estreita da plataforma continental brasileira (Ponte & Asmus, 2004). Devido ao seu desprezível aporte sedimentar terrígeno, a plataforma continental nordeste é estreita (cerca de 60 km de largura) e rasa (em torno de 40 m).

Este segmento é geologicamente importante por ser uma das poucas áreas do mundo onde uma plataforma estável e aberta apresenta-se coberta, quase inteiramente, por sedimentos carbonáticos biogênicos (Souza *et al.*, 2005). Estudos sísmicos na bacia Pernambuco-Paraíba mostraram uma cobertura sedimentar com menos de 2.000 metros de espessura, devido a baixa subsidência desta área em relação às áreas circunvizinhas (Ponte & Asmus, 2004).

3.3 Bacia Pernambuco-Paraíba

A Bacia Pernambuco-Paraíba (Figura 9) ocupa uma área de 35.000 km², dos quais 9.000 km² são terras emersas (Brito, 1979). Esta Bacia corresponde à porção mais setentrional da margem continental leste (Milani *et al.*, 2000).

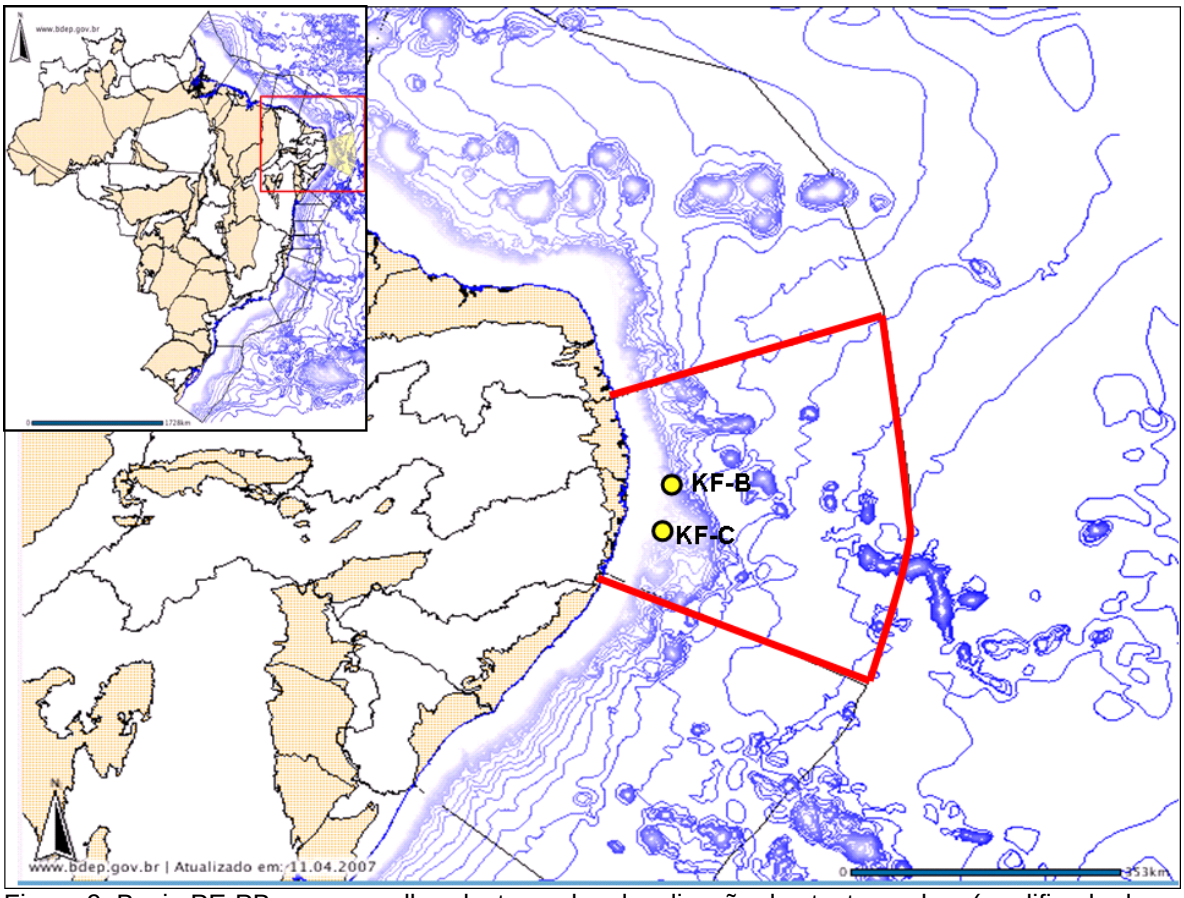

Figura 9: Bacia PE-PB, em vermelho, destacando a localização dos testemunhos (modificado de www.bdep.gov.br).

A região da Bacia Pernambuco/Paraíba apresenta uma baixa drenagem (Figura 10). Os principais cursos d'água que banham a região nascem em terrenos cristalinos e seguem rumo leste em direção ao oceano, são eles: Capiberibe, Beberibe, Igaraçú, Botafogo e Paraíba. Destes, o que possivelmente influenciaria a área próxima aos testemunhos estudados, somente o Rio Paraíba, com sua foz em 7,13°S / 35,05°W, imediatamente ao norte da cidade de João Pessoa (PB). Sua descarga média anual é baixa: 23,9m^3/s (GRDC).

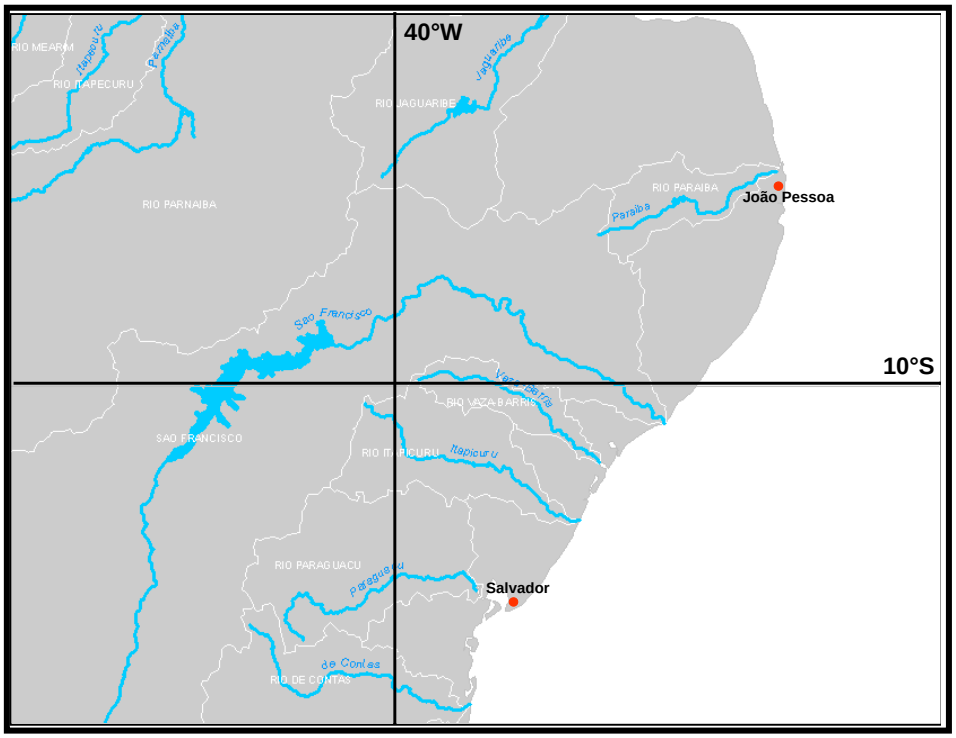

Figura 10: Bacia hidrográfica da área emersa (modificado de GRDC).

3.4 Clima e Vegetação da Área Emersa

O clima predominante na região nordeste do Brasil no continente adjacente à área de estudo é o *Tropical do Nordeste Oriental* (IBGE, 2005) (Figura 11).

O escoamento superficial em direção ao oceano Atlântico é relativamente baixo, sendo um dos menores da América do Sul, concordantemente com as condições climáticas do nordeste brasileiro, com baixo relevo e rios de pequeno porte (GRDC). Este fato explica, em parte, a predominância de sedimentos carbonáticos biogênicos de origem marinha na plataforma continental nordeste.

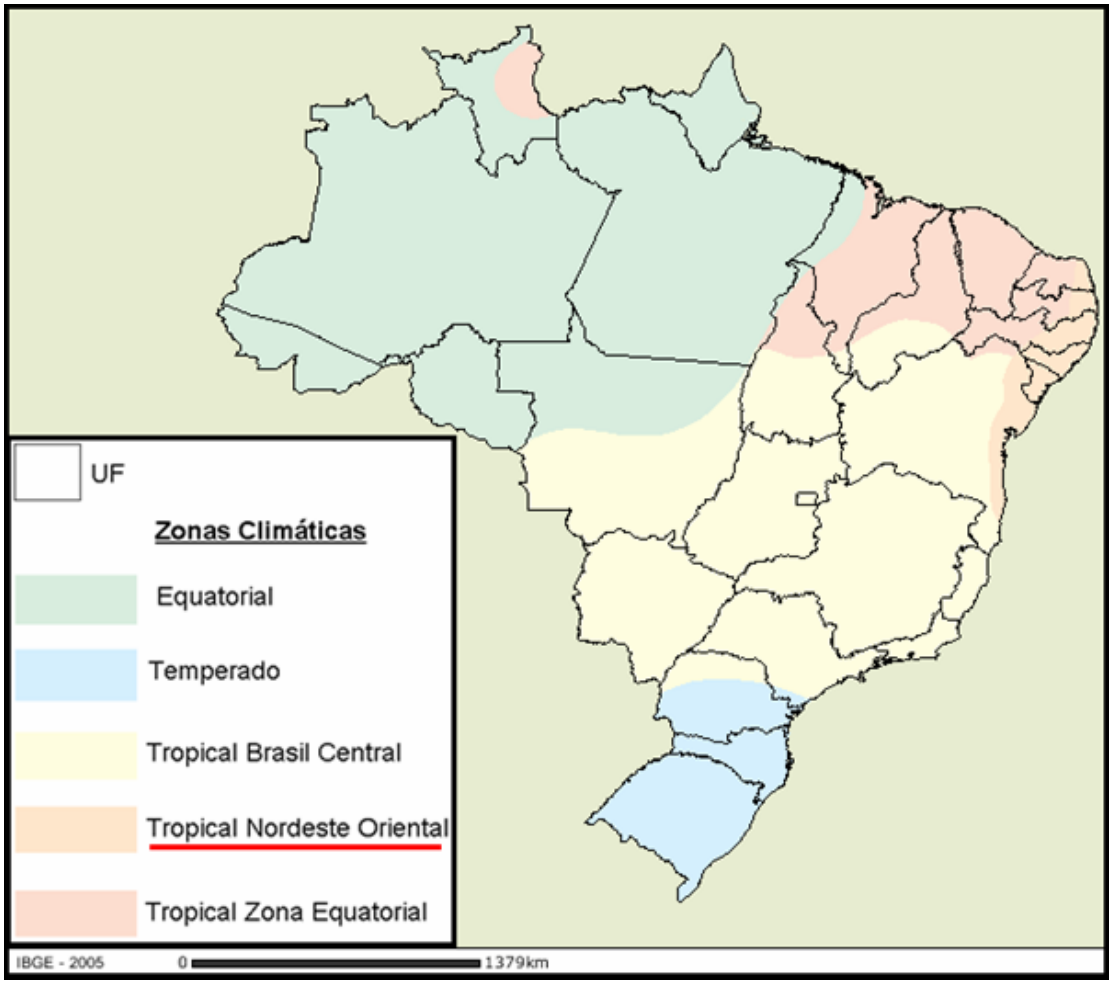

Figura 11: Zonas Climáticas do Território Brasileiro. Em destaque a zona climática da região adjacente à área de estudo (modificado de http://mapas.ibge.bov.br).

3.5 Caracterização Oceanográfica da Área de Estudo

Para inferir nas condições paleoambientais de uma determinada região é imprescindível conhecimento das condições oceanográficas e atmosféricas atuais. A área de estudo está compreendida na região tropical-equatorial, na margem continental nordeste do Brasil. Este tópico abordará sobre os principais aspectos oceanográficos e atmosféricos que caracterizam a região de interesse deste estudo.

3.5.1 Sistema Global de Ventos

A circulação oceânica e a circulação atmosférica são amplamente governadas pela energia do Sol e pela rotação da Terra. O sistema de ventos redistribui o calor proveniente do Sol, parcialmente, através da advecção de massas de ar quentes para as regiões mais frias (e *vice-versa*). Parte desta energia é transferida sob a forma de calor latente que ocorre quando a água é convertida em vapor d'água e liberada quando o vapor d'água é condensado em um ambiente mais frio (Colling, 2001).

Na região equatorial a pressão atmosférica é baixa e o ar quente que existe naquela região converge, ascende e se desloca na direção dos pólos. Devido à forma esférica da Terra as massas de ar que sofrem deslocamento na direção dos pólos convergem na parte superior da troposfera. Conseqüentemente, em torno de 30° N e S, há um empilhamento de ar que resulta em um aumento da pressão atmosférica na superfície imediatamente abaixo (Colling, *op.cit.*) (Figura 12).

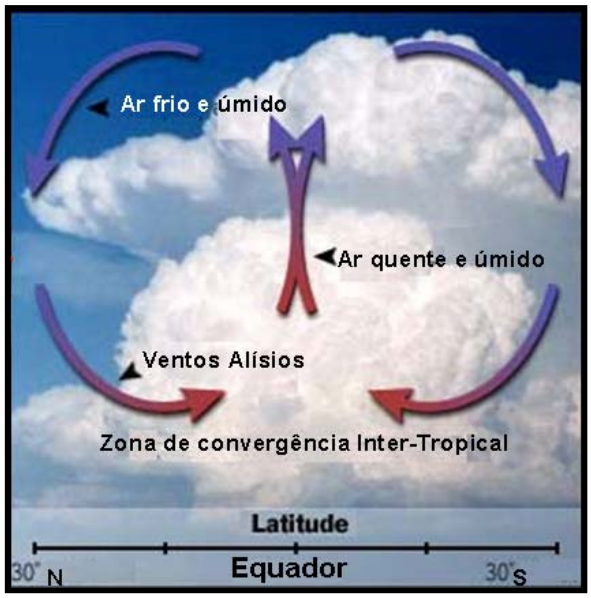

Figura 12: Representação da dinâmica atmosférica na região tropical (modificado de http://whyfiles.org/174earth_observe/4.html).

Desta forma é possível identificar um gradiente de pressão, da área de *alta pressão* das regiões subtropicais para a área de *baixa pressão* da região equatorial. Como os ventos sopram da região de alta pressão (30°N e 30°S) para

a região de baixa pressão (equador) resulta, obviamente, em ventos soprando na direção do equador. Estes são os *Ventos Alísios* (Colling, 2001) (Figura 13).

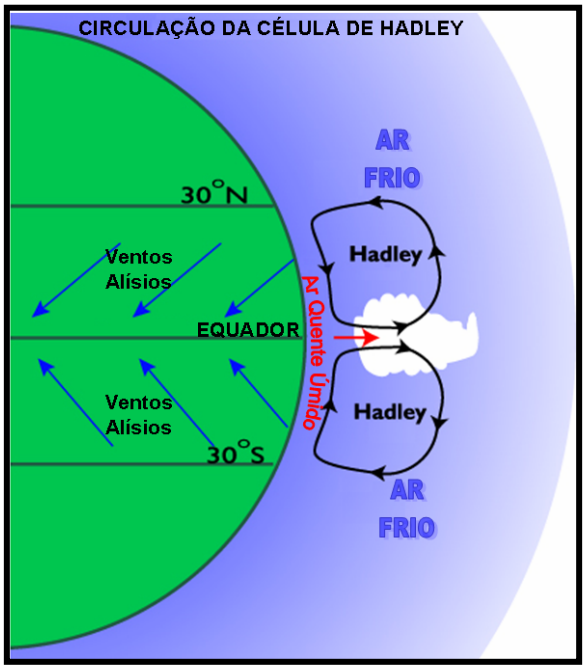

Figura 13: Representação dos Ventos Alísios e da célula de Hadley (modificado de http://whyfiles.org/174earth_observe/4.html).

Os ventos alísios são partes da componente atmosférica da circulação conhecida como *Célula de Hadley* e divide-se em *Ventos Alísios de Nordeste* e *Ventos Alísios de Sudeste*. Os ventos Alísios de NE e os ventos Alísios de SE convergem junto ao equador na região denominada *Zona de Convergência Inter-Tropical (ZCIT)*. Ao convergirem, a massa de ar úmida ascende e o vapor d'água se condensa resultando em uma região de intensa precipitação atmosférica (Jennerjanh *et al*, 2004).

A posição da ZCIT varia sazonalmente. Como as massas continentais absorvem o calor mais rapidamente que os oceanos durante o verão e esfriarem mais rapidamente durante o inverno a ZCIT tende a sofrer maior deformação sobre os continentes. Durante os meses de inverno no hemisfério sul a ZCIT é deslocada para o norte enquanto que nos meses de verão no hemisfério sul a ZCIT é deslocada para o sul (Colling, *op.cit.*) (Figura 14).

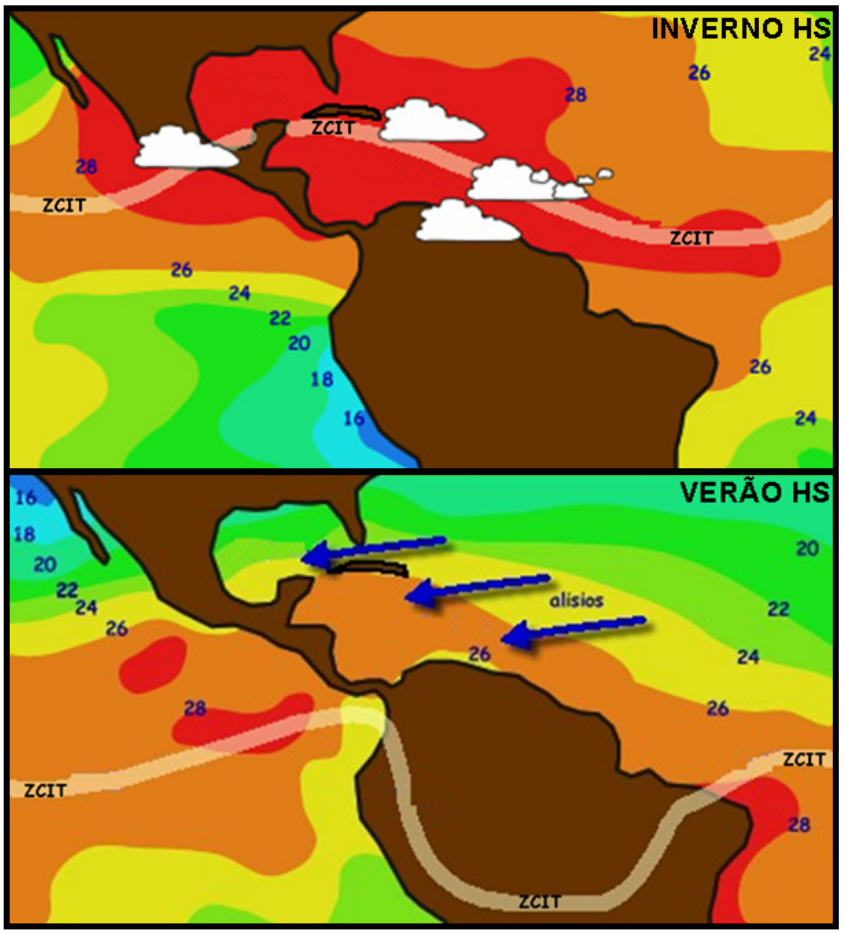

Figura 14: variação do posicionamento da ZCIT durante o inverno (topo) e verão no hemisfério sul (inferior). A maior deformação é observada sobre os continentes (modificado de Cantolla, 2003)

3.5.2 Interação Oceano-Atmosfera

Os oceanos influenciam a atmosfera afetando o conteúdo de umidade e conseqüentemente sua estabilidade. Intimamente relacionado isto está o efeito da temperatura da superfície do mar na circulação atmosférica. A temperatura da superfície do mar influencia a intensidade da circulação de Hadley e, conseqüentemente, a posição da ZCIT que geralmente ocorre sobre a zona onde a temperatura da superfície do mar é mais quente (Colling, 2001).

A superfície do mar é geralmente mais quente que o ar sobrejacente e quanto maior temperatura da superfície do mar maior será o calor transferido da camada superficial dos oceanos para a atmosfera. O ar mais quente é, obviamente, menos denso e por isso ascende na atmosfera permitindo que mais

ar flua. Desta forma uma área de temperatura superficial do mar excepcionalmente alta na região do equador levaria a um aumento na intensidade dos Ventos Alísios e na circulação de Hadley (Colling, 2001).

A posição da ZCIT também está relacionada à intensidade da convecção e a baixa pressão associada com as altas temperaturas da superfície do mar. Quanto mais quente é a superfície do mar maior será a quantidade de vapor d'água fornecido à atmosfera. Desta forma mais vigorosa será a convecção vertical atmosférica (Colling, *op.cit.*).

A Temperatura da Superfície do Mar (TSM) varia latitudinalmente. Em águas oceânicas tropicais a TSM pode ultrapassar os 30°C, mas apresenta uma média anual de 25°C. Na região de interesse para este estudo a TSM média anual é de 26°C, correspondendo à área de maior TSM no Atlântico Sul (Figura 15).

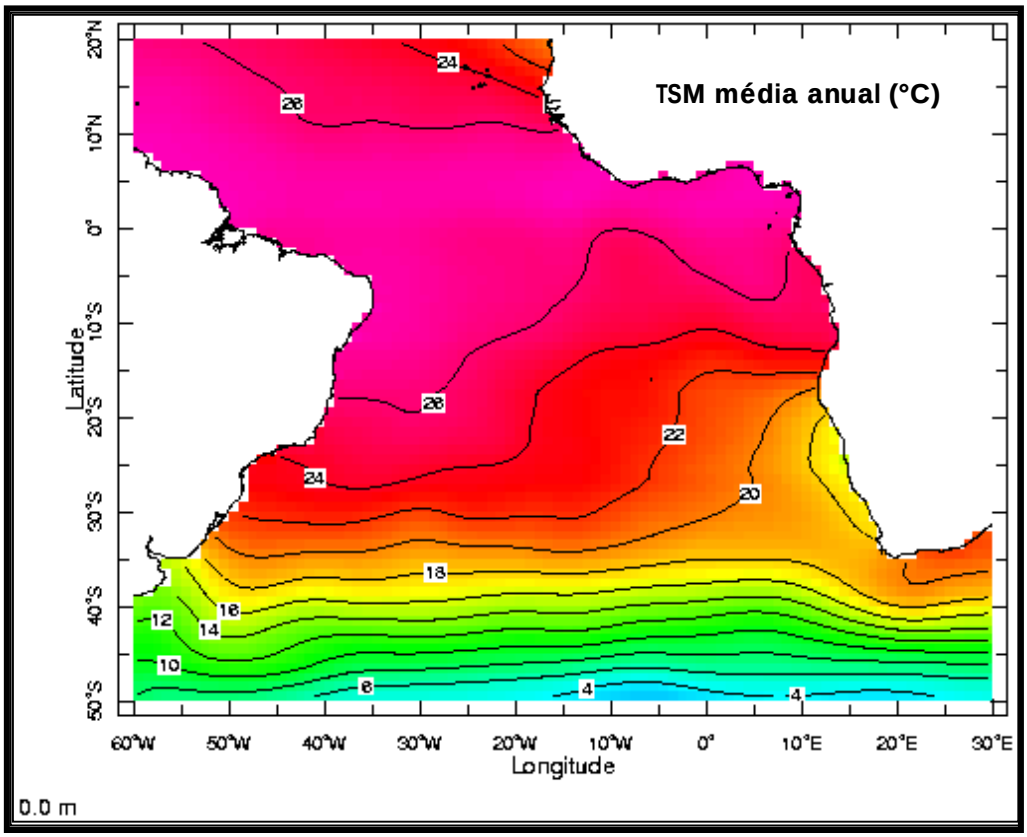

Figura 15: Distribuição da temperatura da superfície do mar no Atlântico Sul (WOA98).

3.5.3 Distribuição da Temperatura com a Profundidade

A camada superficial dos oceanos sofre a ação direta dos ventos e processos de mistura induzido pelas ondas, estabelecendo a *Camada de Superficial de Mistura*, comumente chamada de *Camada de Mistura*.

A camada de mistura pode se estender até 300 metros de profundidade nas regiões tropicais. Nas médias latitudes ela ocupa uma porção menor da coluna d'água e nas altas latitudes ela não ultrapassa dez metros de profundidade (Colling, 2001).

Entre 200-300 metros e 1.000 metros de profundidade a temperatura diminui abruptamente. Esta região de acentuado gradiente de temperatura é conhecida como *Termoclina Permanente,* onde a partir de 1.000 metros de profundidade até o fundo oceânico a variação de temperatura não ultrapassa até 3°C.

Acima da termoclina permanente a distribuição de temperatura em função da profundidade exibe variações sazonais especialmente nas latitudes médias. Durante o inverno, quando a temperatura superficial está mais baixa e as condições na superfície são mais turbulentas, a camada de mistura pode se estender até a termoclina permanente. Durante os meses de verão, quando a temperatura superficial está mais alta e as condições superficiais estão mais estáveis desenvolve-se a *Termoclina Sazonal* (Figura 16).

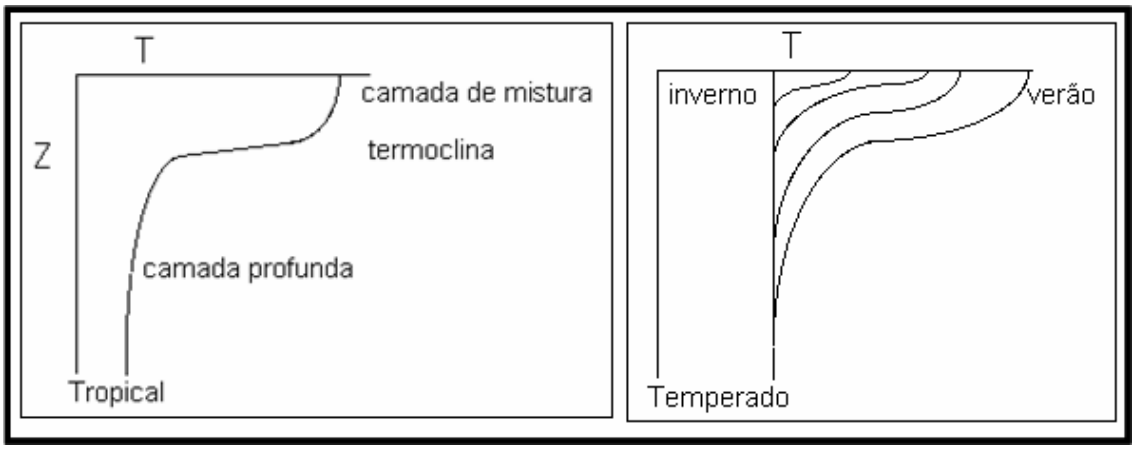

Figura 16: Esquema da distribuição da temperatura com a profundidade em ambiente tropical (esquerda) e em ambiente temperado (dierita) com suas variações sazonais.

A termoclina sazonal começa a se desenvolver na primavera e alcança seu desenvolvimento máximo, *i.e.*, exibe gradiente máximo de temperatura em função da profundidade, durante o verão. Ela se desenvolve em profundidade de poucas dezenas de metros abaixo de uma pouco profunda camada de mistura. Eventualmente esta profundidade pode alcançar até 200-300 metros (Figura 17).

As baixas temperaturas e os fortes ventos do inverno progressivamente aumentam a efetividade da mistura e reduzem o gradiente de profundidade ao longo da profundidade.

Nas baixas latitudes não ocorre resfriamento durante o inverno nem a formação da termoclina sazonal, destacando-se apenas a termoclina permanente a aproximadamente 150 metros.

Nas altas latitudes, acima de 60°, não existe termoclina permanente, embora possa se desenvolver uma termoclina durante o verão.

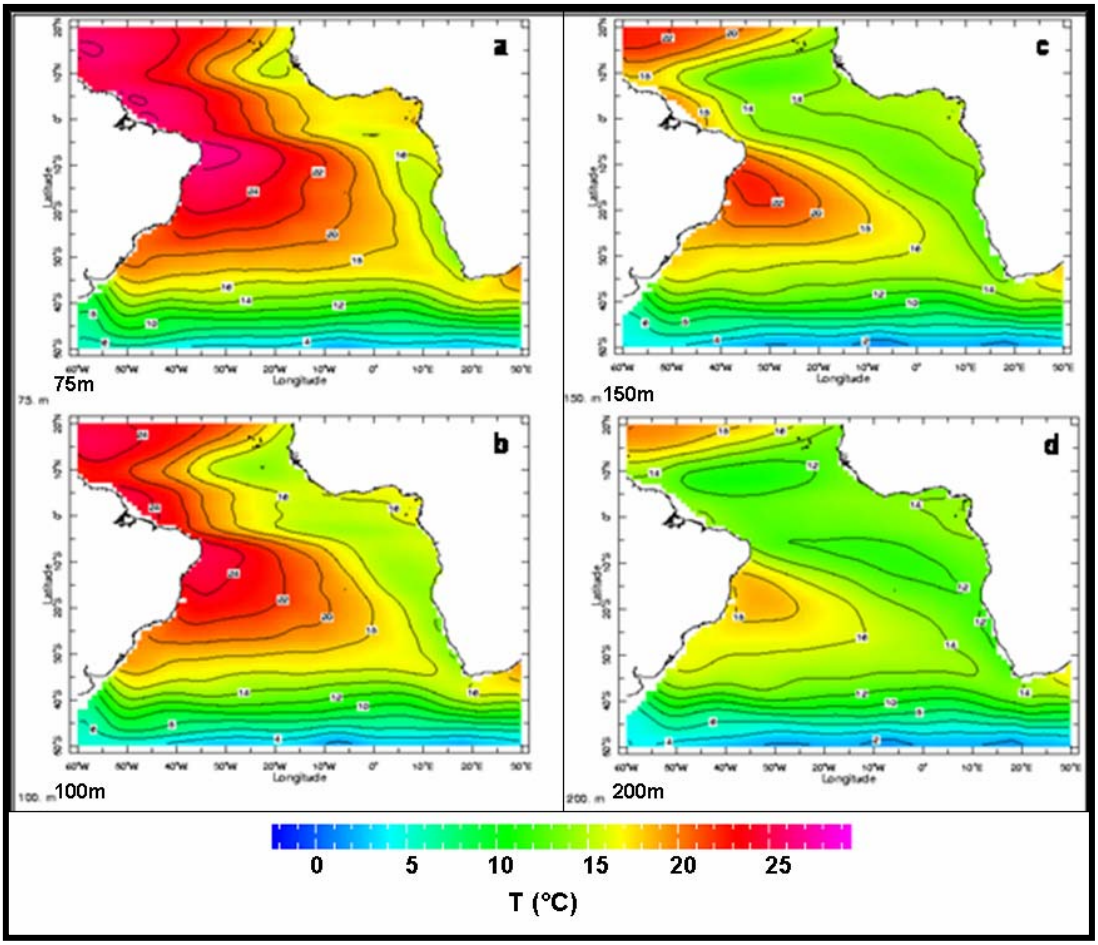

Figura 17: Distribuição da temperatura da água com a profundidade no Atlântico Sul (a) 75m, (b) 100m, (c) 150m e (d) 200m (WOA98).

3.5.4 Salinidade

O comportamento da salinidade superficial marinha se desenvolve em função dos processos de evaporação e precipitação, de degelo, assim como do aporte fluvial de influência regional. A variação de salinidade é maior na camada superficial do que nas camadas mais profundas, pois as flutuações ocorridas neste parâmetro resultam, essencialmente, de interações na interface ar-mar (Lalli & Parsons, 1993)

O oceano Atlântico apresenta a maior média de salinidade de todos os oceanos, entre 35 e 37. Este fato ocorre especialmente devido a entrada da água do Mar Mediterrâneo com elevada salinidade superficial, em torno de 38.

A região equatorial, apesar de ser uma região de intensa incidência solar, é caracterizada por águas oceânicas menos salinas devido à intensa precipitação atmosférica recorrente naquela região (condensação das nuvens formadas sobre os oceanos). Desta forma a salinidade é diluída nas camadas superficiais do oceano, havendo um aumento nos seus valores nas camadas subsuperficiais (Colling, 2001). O valor da salinidade superficial na área de estudo é em torno de 35 (Figura 18).

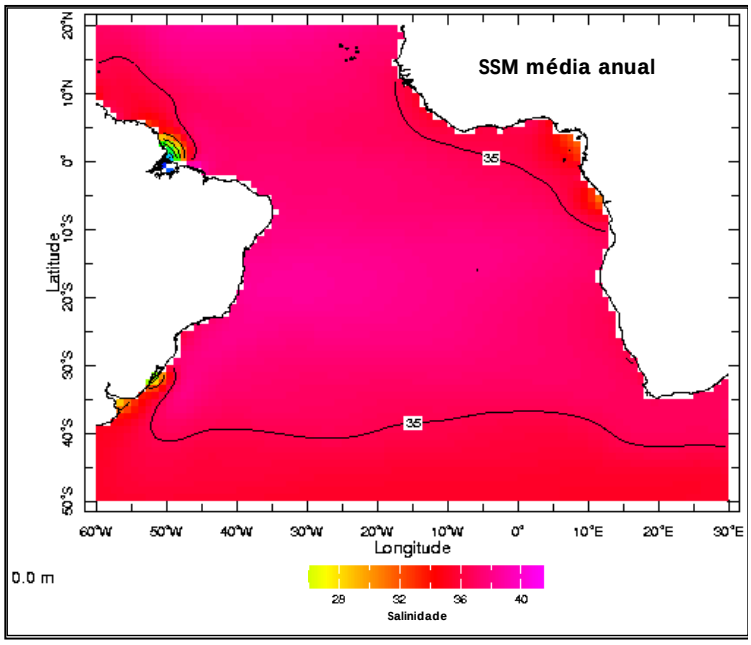

Figura 18: Distribuição da salinidade na superfície do mar (SSM) do Atlântico Sul (WOA98).

3.5.5 Densidade

A densidade da água do mar é um parâmetro oceanográfico que depende basicamente da temperatura e salinidade, mas também da pressão hidrostática. A distribuição de densidade no oceano é importante na caracterização de massas d'água identificadas pela combinação de seus pares T-S (temperatura e salinidade), além de permitir traçar o padrão tridimensional da circulação oceânica (Colling, 2001).

A densidade superficial na área de estudo é aproximadamente 0,24 g/cm^3 e aumenta gradativamente com a profundidade (Figura 19).

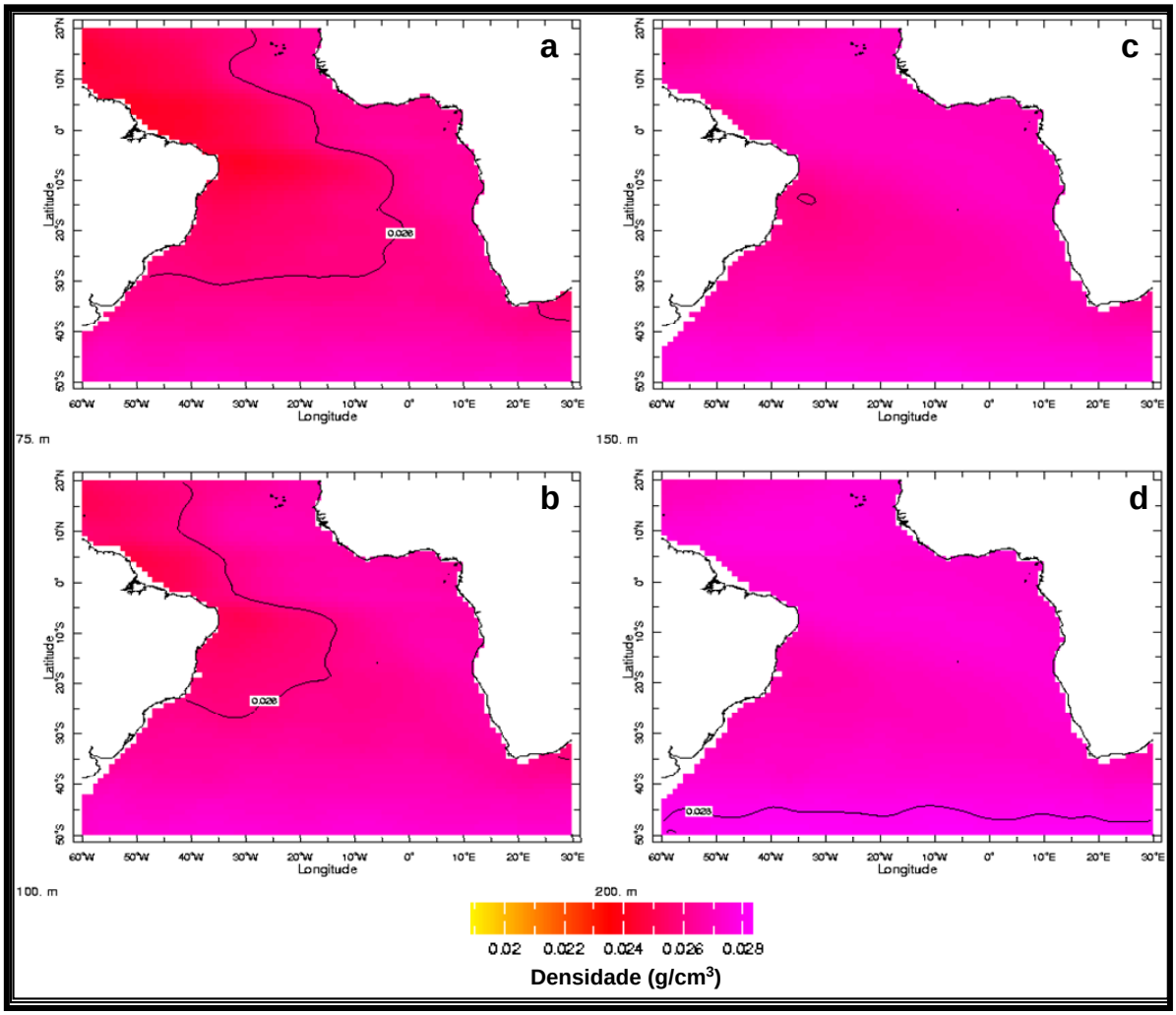

Figura 19: Distribuição de densidade com a profundidade no Atlântico Sul: (**a**) 75m, (**b**) 100m, (**c**) 150m e (**d**) 200m (WOA98).

3.5.6 O Conceito de Nutriclina

A luz é essencial para a fotossíntese, evidenciado pelo fato do fitoplâncton ocupar apenas a zona fótica, no qual raramente ultrapassa 200 metros de profundidade. Nesta porção os nutrientes são intensamente utilizados. Eles são reciclados dentro da zona fótica, *i.e*, tornam-se novamente solúveis através da degradação microbiana da matéria orgânica particulada. O retorno dos nutrientes para solução pela decomposição da matéria orgânica é conhecido como *Remineralização* (Nybakken, 2001).

A constante decantação de partículas na coluna d'água (pelotas fecais e pequenos organismos mortos) e os movimentos verticais do zooplâncton causam um progressivo deslocamento dos nutrientes em direção ao fundo, além da zona fótica. Isto resulta em um gradiente representando o aumento na concentração de nutrientes em função da profundidade abaixo da camada de mistura, comumente conhecido como *Nutriclina* (Nybakken, *op.cit.*).

A zona fótica nas regiões tropicais exibe uma concentração constantemente insuficiente em relação aos nutrientes. Como conseqüência, a produção primária pode ser inibida, a não ser que ocorra uma mistura vertical ou advecção vertical de águas ricas em nutrientes, provenientes de maiores profundidades (*i.e.* ressurgência) (Lalli e Parsons, 1993).

O termo *Constituintes Biolimitantes* é, geralmente, aplicado àqueles nutrientes cuja disponibilidade na coluna d'água limita a produção biológica. Entre estes constituintes incluem o nitrato (NO_3^-), o fosfato (PO_4^{3-}) e o silicato ou opala (SiO_2), importantes na formação dos tecidos dos organismos e de estruturas como carapaças de diatomáceas e radiolários (Lalli e Parsons, *op.cit.*).

O carbono, além dos constituintes citados anteriormente, também é um nutriente essencial para a manutenção da vida, não só nos oceanos. A grande abundância de dióxido de carbono entre os gases dissolvidos na água do mar faz do carbono o oitavo elemento dissolvido mais abundante nos oceanos (Lalli e Parsons, *op.cit.*).

A área de estudo é uma região de águas superciais oligotróficas caracterizada por baixas concentrações de nitrato (<5µmol/L) e fosfato (0,2µmol/L) (Figuras 20, 21 e 22). Isto se deve à maior profundidade da nutriclina que, nestas regiões é maior que 150 m, coincidindo com a profundidade da termoclina. As concentrações de nitrato tendem a aumentar para 6µmol/L e o fosfato para 0,6µmol/L em profundidades maiores que 150m (WOA98).

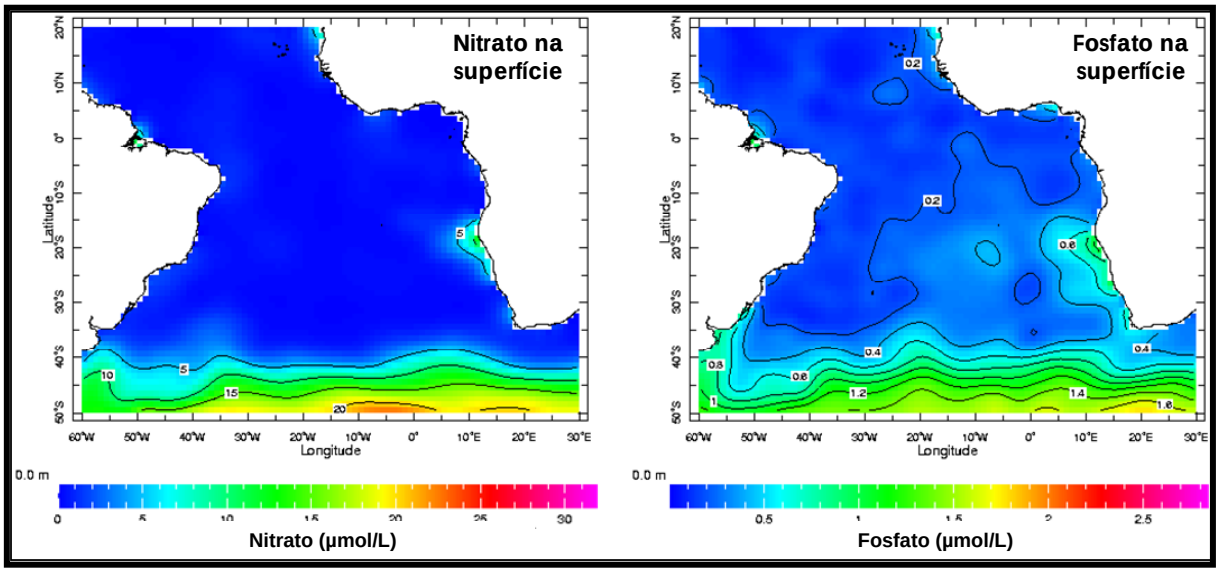

Figura 20: Distribuição de nitrato (esquerda) e fosfato (direita) na superfície do oceano Atlântico Sul (WOA98).

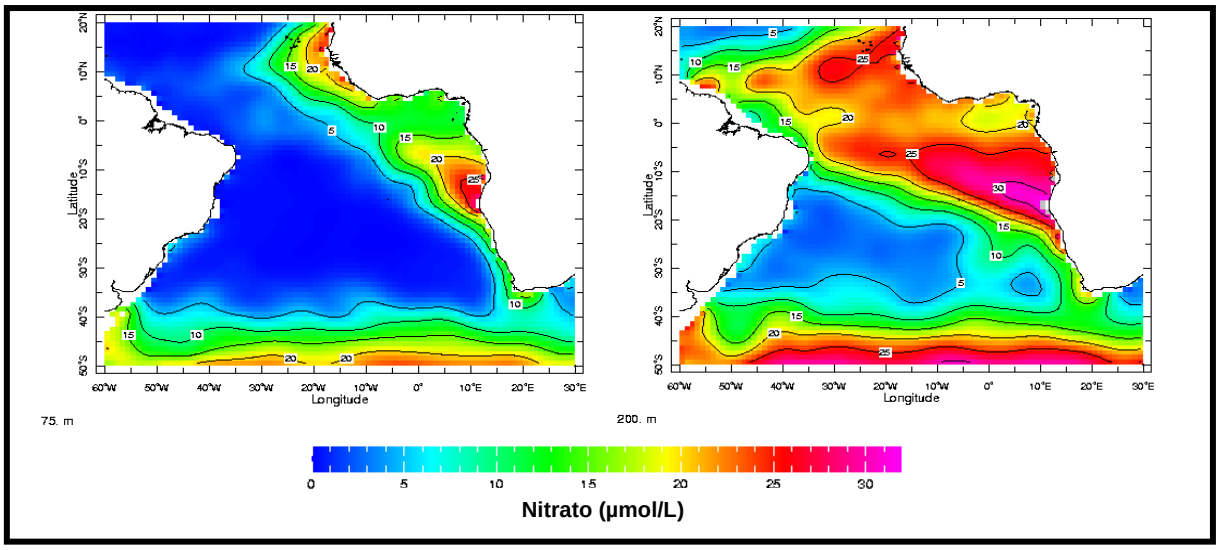

Figura 21: Distribuição de nitrato a 75m (esquerda) e 200 m no oceano Atlântico Sul (WOA98).

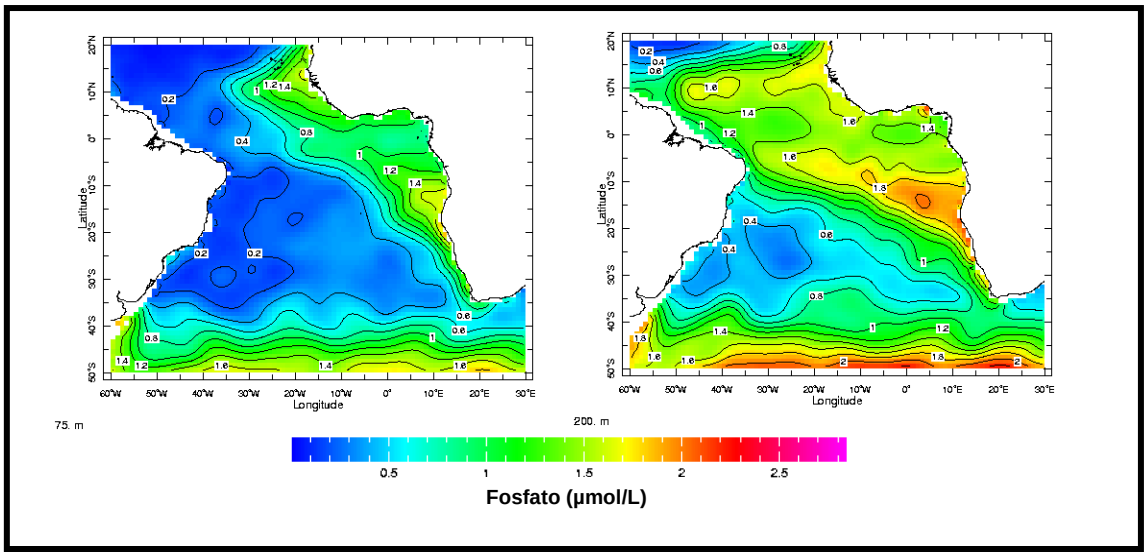

Figura 22: Distribuição de fosfato a 75m (esquerda) e 200m no oceano Atlântico Sul (WOA98).

O banco de dados World Ocean Atlas /98 (WOA98) confirma a condição oligotrófica da área de estudo através dos baixos valores de concentração de clorofila-*a*, sempre inferiores a 0,4 µmol/L na superfície e ao longo da camada de mistura (Figuras 23 e 24).

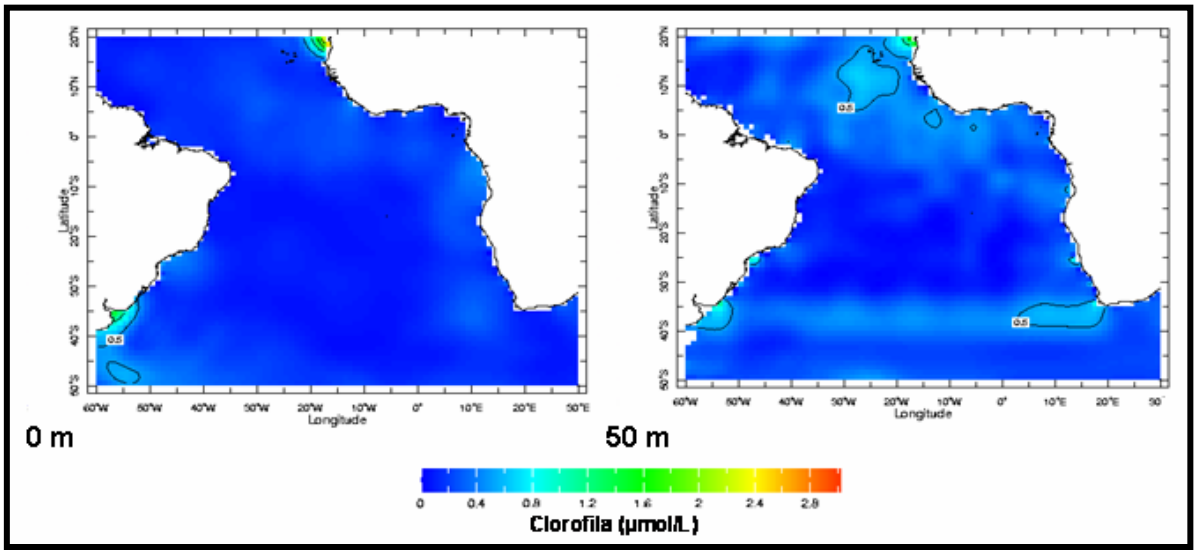

Figura 23: Distribuição de clorofila na superfície e a 50m de profundidade no Atlântico Sul (WOA98).

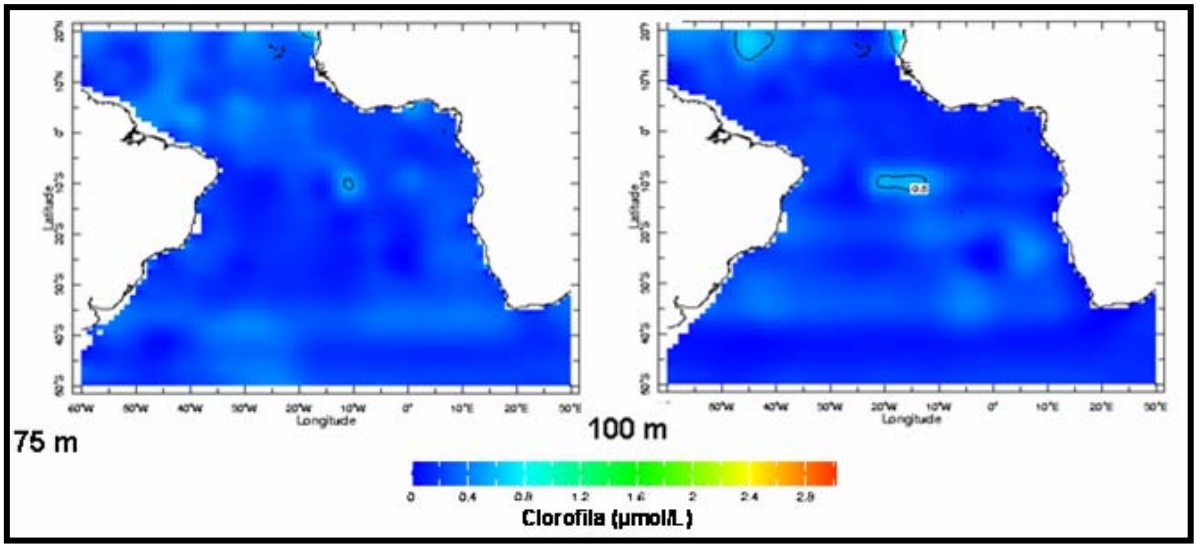

Figura 24: Distribuição de clorofila a 75m e a 100m de profundidade no Atlântico Sul (WOA98).

3.5.7 Breve Descrição da Oceanografia Física do Atlântico Equatorial

Mudanças sazonais nos ventos superficiais no Atlântico tropical, associados primordialmente com migrações meridionais da *Zona de Convergência Inter-Tropical*, controlam as correntes superficiais tropicais. Durante os meses de março e abril, quando a ZCIT está próxima ao equador (Figura 14, inferior), a intensidade dos alísios de nordeste e a Corrente Norte Equatorial estão máximas. A termoclina geralmente afunda de sudeste, onde ela é mais rasa, para noroeste, onde está localizada abaixo da zona fótica (Jennerjanh *et al*, 2004; Ravelo *et al*, 1990).

Durante o inverno no hemisfério sul os alísios de sudeste estão mais intensos e desloca a ZCIT para norte (Figura 14, topo). Em 3°N o fluxo sentido oeste da Corrente Sul Equatorial (Figura 25) intensifica-se e entre 3°N e 10°N a Corrente Norte Equatorial (Figura 26) se transforma em um fluxo no sentido leste, a Contra Corrente Norte Equatorial (CCNE) (Figura 27). Alguns autores sugerem que a mudança nos ventos, neste momento, é responsável pela mudança na CCNE e que estas mudanças ocorrem durante o inverno e primavera no Atlântico oeste (Silveira *et al*, 1994).

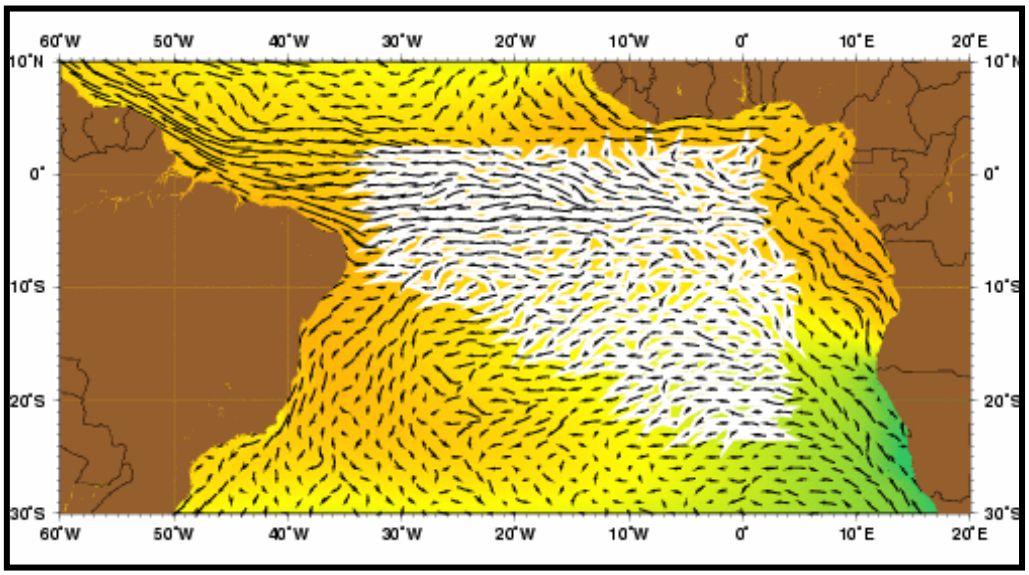

Figura 25: Representação do sistema de Correntes Sul Equatorial (http://oceancurrents.rsmas.miami.edu/atlantic/)

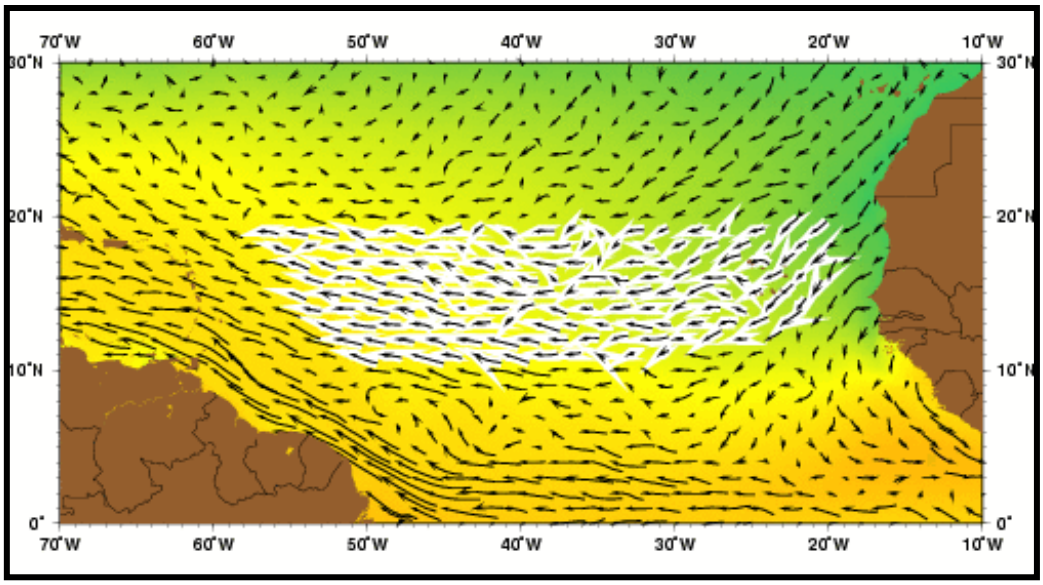

Figura 26: Representação do sistema de Correntes Norte Equatorial (http://oceancurrents.rsmas.miami.edu/atlantic/)

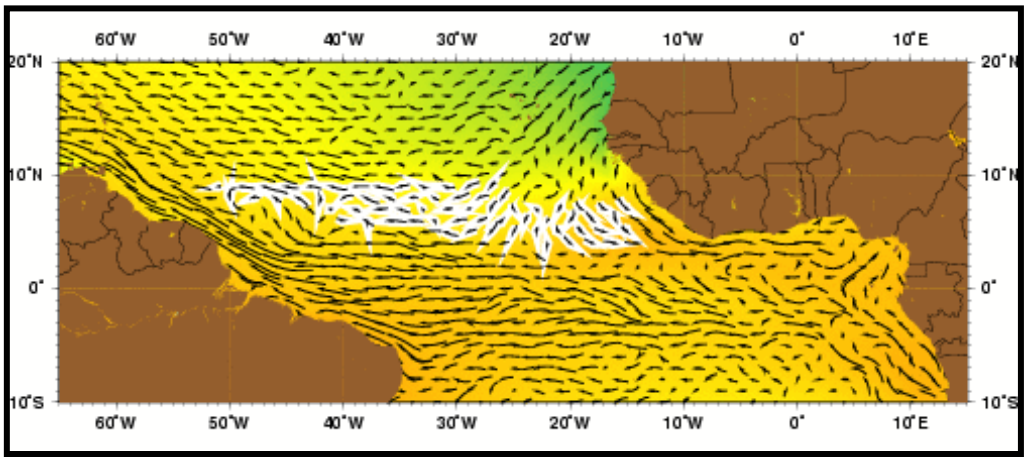

Figura 27: Representação do sistema de Contra-Correntes Norte Equatorial (http://oceancurrents.rsmas.miami.edu/atlantic/)

O fluxo da CCNE é quente e mais intenso durante os meses de agosto e outubro quando a termoclina está mais profunda no equador ao longo de todo Oceano Atlântico. A magnitude e a direção das correntes oceânicas do Atlântico tropical, assim como a ressurgência de águas frias e a advecção de águas extratropicais podem ter profundos efeitos na estrutura termal da coluna d'água (Silveira *et al*, 1994), *i.e.*, na profundidade da camada de mistura e no gradiente da termoclina.

A ressurgência regional traz águas frias e nutrientes para a zona fótica fazendo com que a região tropical leste apresente uma alta produtividade superficial e abrupto gradiente termal. A ressurgência não está limitada às regiões costeiras; ela pode causar "domos" regionais na termoclina (Hüttl and Böning, 2007).

Geralmente a termoclina afunda de leste para oeste, com depressões, em áreas de *downwelling,* e domos, em áreas de ressurgências. Na porção leste a termoclina é mais rasa e íngrime enquanto que na porção oeste a camada de mistura é mais profunda e a termoclina está abaixo da zona fótica. Variações na intensidade dos ventos alísios exercem controle sobre as variações na intensidade de ressurgências e *downwelling* e, desta forma, na profundidade da camada de mistura e da termoclina (Hüttl and Böning, *op.cit.*).

O sistema equatorial de correntes é caracterizado por responder fortemente às mudanças no campo de ventos sobrejacente. É compreendido por um complexo arranjo de correntes no sentido oeste e de contracorrentes no sentido leste (a Contra Corrente Norte Equatorial (CCNE)), aproximadamente entre 3° e 10°N no limite norte da Corrente Sul Equatorial (CSE). Tanto a CCNE quanto a CSE estão mais intensas e deslocadas mais ao norte durante o inverno austral (Hüttl and Böning, 2007).

A corrente de Benguela tem sido retratada como àquela que alimenta significantemente a CSE. Esta corrente flui no sentido oeste para o promontório leste da América do Sul, Cabo de São Roque, onde bifiurca-se em Corrente Norte do Brasil (CNB) (Figura 28) e Corrente do Brasil (Figura 29) (CB). A CNB, a mais intensa das duas, flui para o hemisfério norte , parcialmente somando-se à rede de transporte no sentido norte de águas superficiais do Atlântico Sul para o Atlântico Norte (Silveira *et al*, 1994; Peterson e Stramma, 1991).

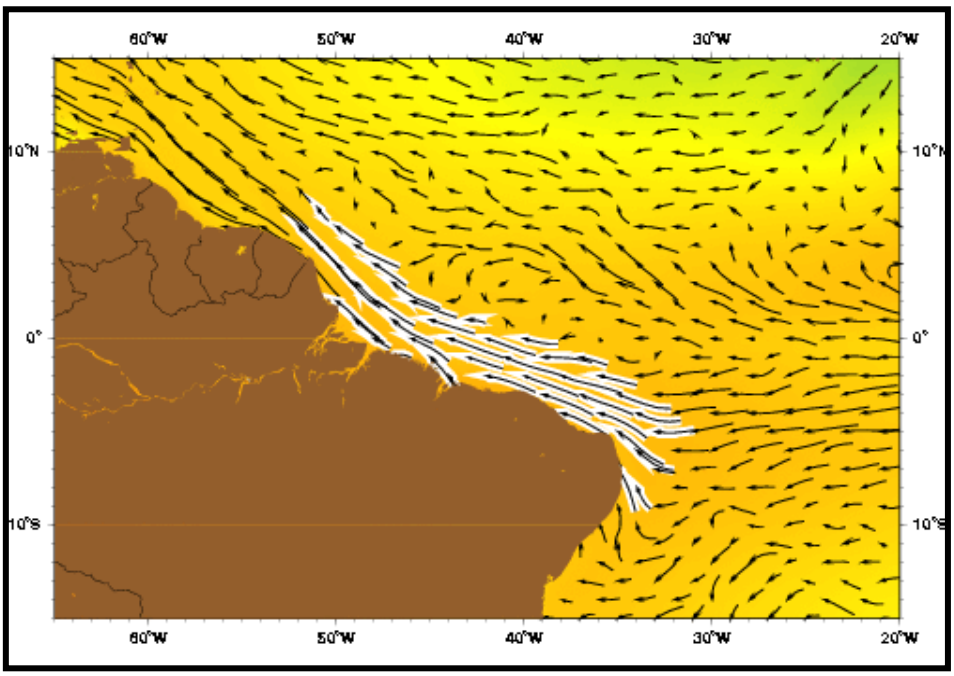

Figura 28: Representação do sistema Corrente Norte do Brasil (http://oceancurrents.rsmas.miami.edu/atlantic/)

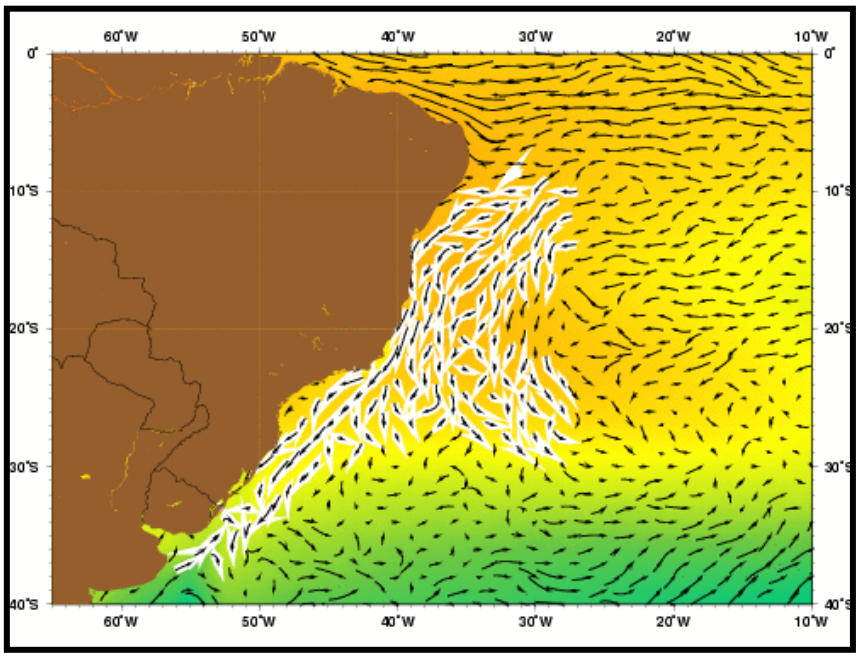

Figura 29: Representação do sistema de Correntes do Brasil (http://oceancurrents.rsmas.miami.edu/atlantic/)

A CSE apresenta velocidade máxima logo acima e logo abaixo do equador. O relativo mínimo no equador corresponde com a posição da Contra Corrente Subsuperficial Equatorial (CCSsE), um estreito jato, relativamente mais salino e oxigenado, que flui em aproximadamente 1,5°S com velocidades acima de 100 cm/s, na termoclina em ressurgência a cem metros ou menos de profundidade (Peterson e Stramma, 1991).

A existência da CCSsE tem sido tradicionalmente pensada como sendo resultado direto do gradiente de pressão resultante do fluxo para oeste associado com a inclinação zonal da superfície do mar. A água da superfície do mar acumula na porção oeste pela ação contínua dos ventos sobre sua superfície fazendo que haja um fluxo subsuperficial para leste sobre a ação da força gradiente de pressão (Peterson e Stramma, *op. cit.*).