1. INTRODUÇÃO

1.1 Considerações Iniciais

Os foraminíferos surgiram no Cambriano e se ramificaram em dezenas de milhares de espécies durante o Fanerozóico e atualmente existem aproximadamente 4.000 espécies. Eles constituem um dos maiores grupos no registro fóssil e fornecem dados paleontológicos que são extensivamente utilizados em estudos de interpretações bioestratigráficas, paleoambientais e paleoceanográficas (Bé, 1977; Hemleben, 1989).

Os foraminíferos planctônicos surgiram no jurássico e, desde o crescimento de uma espécie individual até a dinâmica ecológica de uma comunidade, são afetados significantemente pelos parâmetros físicos e químicos do ambiente que habitam. A partir do conhecimento ecológico de determinadas espécies de foraminíferos planctônicos e de como a dinâmica ambiental controla a distribuição temporal destes organismos, o registro fóssil dos foraminíferos planctônicos atua como importante instrumento na reconstrução paleoambiental (Bé, *op.cit.*; Hemleben *et al*, *op.cit.*).

A estrutura vertical da coluna d'água dos oceanos é influenciada primordialmente pelo Sol, um dos principais agentes físicos que controlam a produção primária nos oceanos. Em seguida seriam as forças físicas que levam os nutrientes das regiões mais profundas, onde estão acumulados, para a zona fótica. Estes dois fatores determinam, seguramente, o tipo e a quantidade de organismos que ocorrerá em uma determinada região do oceano mundial (Colling, 2001).

A quantidade de luz diminui do equador para os pólos. Por outro lado, a intensidade dos ventos, que causam mistura na coluna d'água e traz os nutrientes à superfície, aumenta dos trópicos para a região polar. Desta forma as abundâncias de luz e de nutrientes na zona fótica exibem uma relação inversa o que fortemente determina o padrão de produção primária em diferentes latitudes (Colling, *op.cit.*).

Em regiões polares a produtividade primária exibe um único pico de abundância que ocorre durante o verão quando a luz é suficiente para suportar um aumento da biomassa (Nybakken, 2001).

Em regiões temperadas a produtividade primária é geralmente máxima na primavera e no outono (Figura 1). Durante a estação que antecede a primavera, a coluna d'água encontra-se bem misturada e com nutrientes disponíveis porém limitada pela luz. A maior intensidade solar durante a primavera, somada a alta disponibilidade de nutrientes na zona fótica, faz desta estação altamente produtiva nas regiões temperadas. No verão, a coluna d'água atinge uma estrutura equivalente à encontrada nas regiões tropicais: a camada mais superficial encontra-se bem iluminada, porém os nutrientes outrora disponíveis foram consumidos. A maior concentração de nutrientes é restrita à camada mais profunda, limitada pela luz. Com a chegada do outono a incidência dos ventos mais fortes misturam, novamente, a coluna d'água disponibilizando, na zona fótica, os nutrientes que até então se concentrava na camada mais profunda, aumentando, assim, a concentração da biomassa naquela região (Nybakken, *op.cit.*).

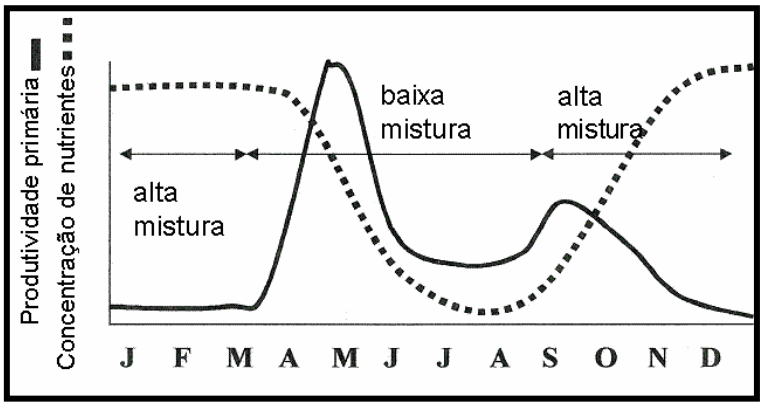

Figura 1: Sazonalidade da produtividade primária em regiões temperadas (modificado de http://www.geo.umn.edu/courses/100._Ocean_Productivity.htm)

.

As massas d'água tropicais são estáveis e oligotróficas. A produtividade é máxima em regiões mais profundas da coluna d'água. Sob essas condições a camada superficial é dividida verticalmente em duas comunidades: a comunidade de topo e a comunidade de fundo. A comunidade de topo é limitada por nutrientes

e governada por processos biológicos e químicos de regeneração dos nutrientes dentro da zona fótica. A comunidade de fundo é limitada pela luz, porém é localizada na porção onde ocorre a maior troca na concentração de nutrientes (Nybakken, 2001).

Esta feição que divide verticalmente a camada superficial é relativamente estreita e caracterizada por um forte gradiente em variáveis tais como temperatura, densidade e salinidade. Esta barreira de densidade controla os níveis de nutrientes na zona fótica e por sua vez, a biomassa associada o que, relacionado a isso, caracteriza o padrão geral da coluna d'água na região tropical (Lalli e Parsons, 1993).

Um dos principais agentes responsável pelo rompimento destas barreiras de densidade são os ventos que incidem na superfície do mar. A forte e contínua ação dos ventos sobre a superfície marinha aumenta a turbulência, causando a mistura da coluna d'água e diminuindo a efetividade das barreiras de densidade, levando para superfície os nutrientes e os organismos de maior profundidade de *habitat*. Isto resulta em um aumento da biomassa durante os períodos do ano onde a produção de primária seria normalmente mais baixa (Lalli e Parsons, *op.cit.*).

A reconstrução de parâmetros paleoceanográficos é fundamental para a compreensão das mudanças globais. A reconstrução da estratificação da coluna d'água, da paleotemperatura superficial marinha e da produtividade são essenciais na compreensão da dinâmica climática global e regional (Hale e Pflaumann, 1999; Wolff *et al*. 1999; Rühlemann *et al*, 1999; Beaufort *et al*. 1997; Baumann *et al*., 1999).

Para inferir estas mudanças oceanográficas nos últimos 30.000 anos na região equatorial brasileira este estudo utiliza os foraminíferos planctônicos fósseis, um dos mais extraordinários instrumentos para a extração de informações de caráter paleoceanográfico. Os foraminíferos planctônicos são microorganismos que ocupam a coluna d'água em diversos níveis de profundidade e têm a capacidade de registrar as propriedades físico-química do ambiente em que vivem em suas testas carbonáticas(Hemleben *et al*, 1989).

A compreensão das condições paleoambientais de uma determinada região requer, imprescindivelmente, o conhecimento das condições oceanográficas e atmosféricas atuais. Entender a dinâmica de circulação oceânica e atmosférica e suas interações com o clima é fundamental. O conhecimento da distribuição e da variabilidade dos parâmetros oceanográficos que atuam na região de estudo é de extrema importância já que o conhecimento do ambiente é indispensável na interpretação dos microfósseis no registro sedimentar. A compreensão biológica, a função ecológica, a distribuição e a inter-relação dos organismos estudados com o ambiente em que habitam são determinantes na interpretação de paleoambientes.

1.2 A Importância do Oceano Atlântico Sul

A circulação superficial do Atlântico Sul parece, à primeira vista, similar aos padrões de circulação das outras bacias oceânicas. Dominado pelos Ventos Alísios e pelos Ventos de Oeste, os grandes sistemas de correntes fluem em sentido anti-horário em torno do centro do giro localizado aproximadamente 30° S (Peterson e Stramma, 1991).

O oceano Atlântico Sul é limitado, ao sul, pelo fluxo no sentido leste da Corrente Circumpolar Antártica e a leste pela Corrente de Benguela que flui para norte e para oeste, onde se junta com a Corrente Sul Equatorial. Finalmente, a oeste o giro é limitado pela Corrente do Brasil, que flui para sul. Na região equatorial ocorre um fluxo no sentido leste, a Contra-Corrente Equatorial, entre o fluxo das Correntes Sul e Norte Equatorial (Colling, 2001) (Figura 2).

No entanto, o padrão de transporte de calor de suas águas superficiais é incomum. A particularidade do Atlântico Sul é que ele transporta imensas quantidades de calor para o Atlântico Norte em um transporte de águas quentes *através* do equador. Nos outros oceanos a rede de transporte de calor ocorre, comumente, do equador para os pólos (Peterson e Stramma, *op.cit.*). O Cinturão de calor do Atlântico transporta águas quentes através das camadas superficiais e/ou intermediárias do Sul para o Norte, onde ela sofre resfriamento e afunda para

formar as Águas Profundas do Atlântico Norte, que retorna para o sul rumo ao Oceano Austral (Rahmstorf, 2006).

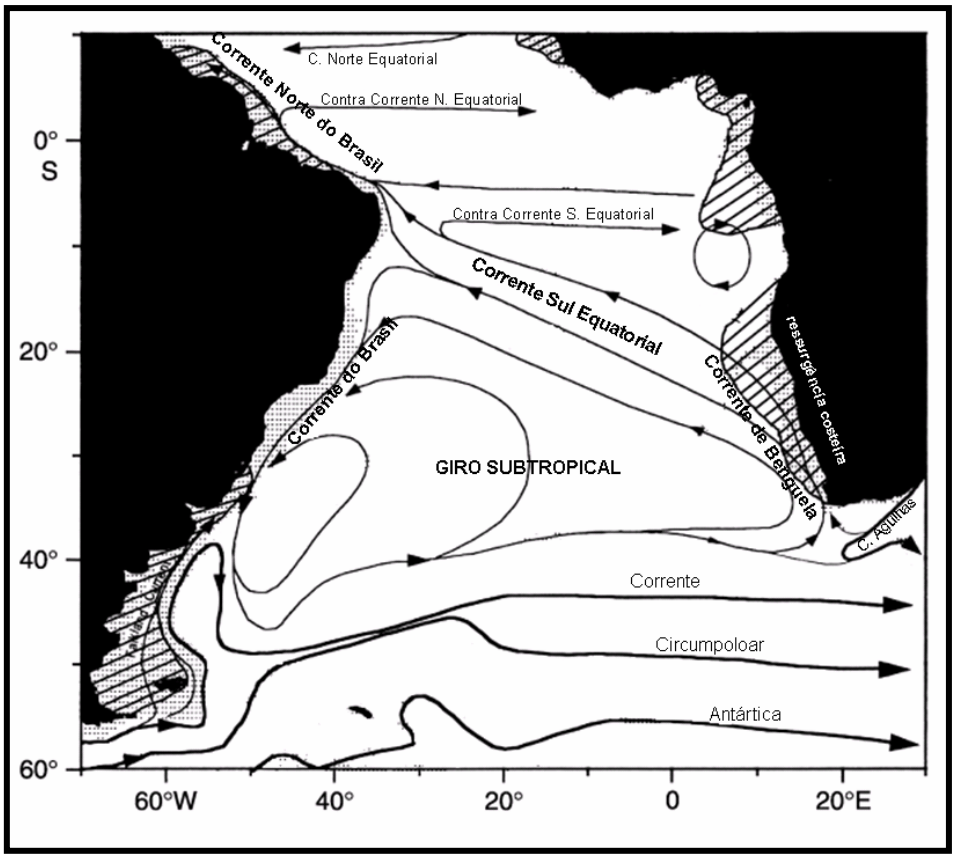

Figura 2: Oceano Atlântico sul e os principais sistemas de correntes superficiais (modificado de Peterson e Stramma, 1991)

Em todo o mundo o transporte de calor nos trópicos é, de fato, levado para o equador através dos convergentes ventos alísios que controlam a circulação superficial. O transporte pelas correntes em direção aos pólos, resulta num fluxo de calor, que ocorre em estreitos e intensos ‘jatos’, tais como as correntes de Kuroshio e do Golfo. No Atlântico Sul este ‘jato’ é relativamente fraco e a topografia, assim como o deslocamento da Zona de Convergência Inter-Tropical (ZCIT) para norte (Figura 3), desempenham um papel fundamental (Berger e Wefer, 1996).

Devido à configuração convexa da costa leste da América do Sul, na porção nordeste do Brasil, a Corrente Sul Equatorial se divide em dois segmentos: o fluxo noroeste da Corrente da Guiana e o sudoeste da Corrente do Brasil. A Corrente

das Guianas flui através do equador acrescentando e empilhando águas quentes no Atlântico tropical oeste, incluindo o Caribe (o que ajudará na formação de furacões naquela região) (Peterson e Stramma, 1991; Silveira *et al*, 1994; Berger e Wefer, 1996).

Figura 3: Representação da variação sazonal da Zona de Convergência Inter-Tropical (modificado de http://www.newmediastudio.org/datadiscovery/hurr_ed_center/stages_of_hurricane_dev_itcz/itcz.html)

A posição mais ao norte da ZCIT, especialmente durante o inverno, acentua o transporte de ar carregado de umidade através do equador e tende a deslocar a Corrente Norte Equatorial para norte. Desta forma não há oposição ao movimento das águas mais quentes do sul. Além disso, uma parte do transporte ocorre através das águas subsuperficiais, ajudando a balancear o fluxo no sentido sul da Água Profunda do Atlântico Norte (Jennerjanh *et al*, 2004; Berger e Wefer, *op.cit.*).

O papel do Atlântico Sul na formação das Águas Profundas do Atlântico Norte e seu papel como regulador do clima justificam a imporância de estudos paleoceanográficos e paleoclimáticos nesta porção do oceano.

1.3 Paleoceanografia Quaternária do Atlântico Tropical Oeste

O período Quaternário, de 1,8 milhões anos antes do presente (AP) até o recente, é um período geologicamente curto, o que permite que suas evidências,

suficientemente bem preservadas e numerosas, sejam comparadas com dados análogos de processos atuais (Suguio 1999). Por este motivo, o Último Máximo Glacial (UMG) e a passagem dos últimos estágios isotópicos marinhos[1] (EIM) despertam tanto interesse, além de estar entre os temas que ajudam a compreender as mudanças climáticas globais e suas implicações regionais.

O Último Máximo Glacial corresponde ao período em que a cobertura de gelo global atingiu seu volume máximo, durante a última glaciação. O UMG ocorreu no intervalo entre 23.000 e 19.000 anos, compreendido no estágio isotópico marinho 2 (Mix *et al*., 2001).

O estágio isotópico marinho 1 está compreendido no Holoceno, período que iniciou há cerca de 10.000 anos e corresponde à época mais recente do período Quaternário. Esse estágio é característico por iniciar o período interglacial do planeta que, de acordo com Sant'Anna Neto & Nery (2005), permanece até hoje e deve continuar pelos próximos 1.000 anos (Figura 4).

A tendência de aquecimento do planeta durante o período interglacial vem ocasionando um aumento no nível médio global do nível do mar. Durante o *Ótimo Climático* (período entre 9.000 e 2.500 anos antes do presente) o nível do mar atingiu seu mais alto nível, há cerca de 5.100 anos, evento conhecido como *Última Transgressão Holocênica*. Após este evento o nível do mar retornou ao nível médio que conhecemos atualmente (Suguio, *op.cit.*) (Figura 5).

Diversos estudos que reportam as variações climáticas no planeta indicam que o aumento do volume de gelo global altera o padrão de precipitação latitudinalmente resultando em regiões mais áridas durante o UMG (CLIMAP, 1981). Estas condições levariam ao aumento na intensidade dos ventos que, consequentemente, aumentaria a intensidade de ressurgências oceânicas, refletido na mudança de padrão de circulação superficial (Costa, 2000).

O oceano Atlântico Sul é uma região com poucos estudos paleoceanográficos, comparado com outras regiões do globo. Dentro deste

---

[1] Estágios Isotópicos Marinhos são as alterações de períodos quentes (indicado por números ímpares) e frios (indicado por números pares) no paleoclima da Terra. São deduzidos a partir de dados de isótopos de oxigênio refletindo curvas de temperatura derivado de dados de testemunhos sedimentares de mar profundo.

contexto, a porção oeste, que compreende a área deste estudo, é pouco estudada já que os estudos paleoceanográficos do Atlântico Sul estão concentrados na porção leste (Holmes *et al*., 1999, 2004; Muller & Fischer, 2004; Farmer *et al*., 2005).

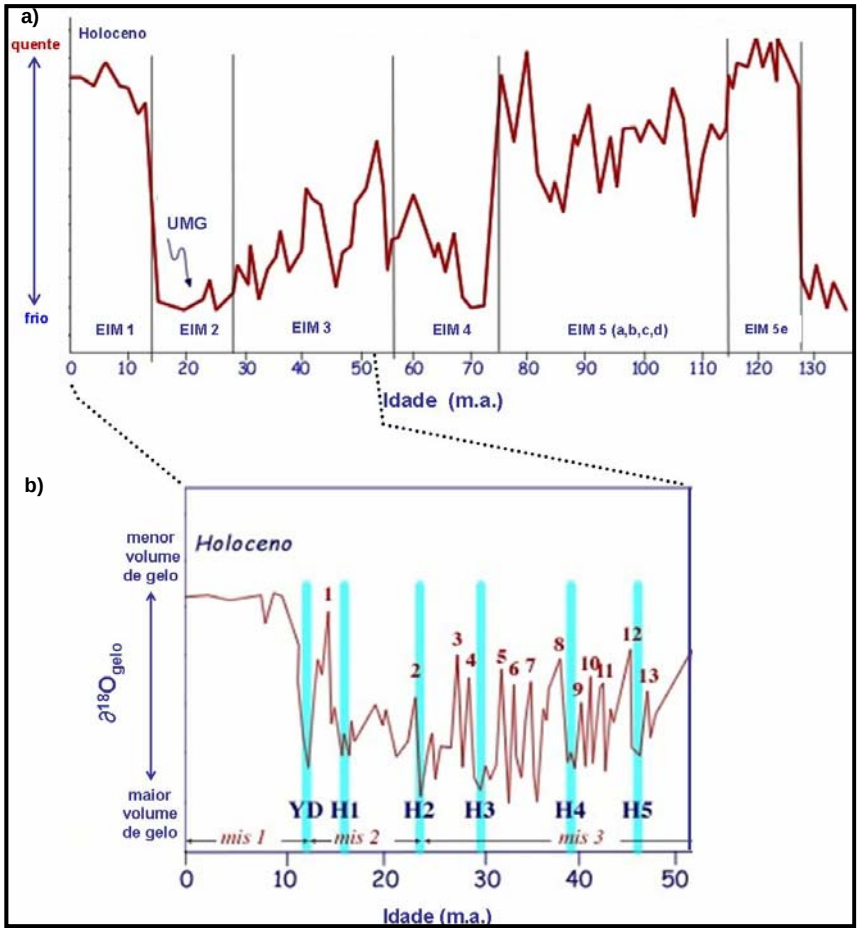

Figura 4: Eventos climáticos durante o Quaternário: a) Variação de temperatura ao longo dos últimos 130.000 anos. Em destaque o Último Máximo Glacial (UMG) e o Holoceno; b) Estágios Isotópicos Marinhos nos últimos 50.000 anos e os eventos climáticos de curta duração: **YD**- Younger Dryas e **H** - eventos Heinrich; os picos numerados correspondem aos eventos Dansgaard-Oeschger (modificado de Cantolla, 2003).

Em um estudo realizado na margem continental nordeste do Brasil, Zabel *et al*. (2004) analisaram o aporte terrígeno através da concentração de Alumínio (Al) e Titânio (Ti) em amostras de sedimentos profundos. Estes *proxies* indicaram que a maior acumulação destes elementos ocorreu durante o Último Máximo Glacial (24.000 – 12.500 anos) indicando maior aporte de material. Por outro lado, as

menores concentrações de Al e Ti foram registradas por volta de 6.000 anos, já que durante o Holoceno as condições foram classificadas como intermediárias. Os rios locais são apontados como as principais fontes dos sedimentos terrígenos.

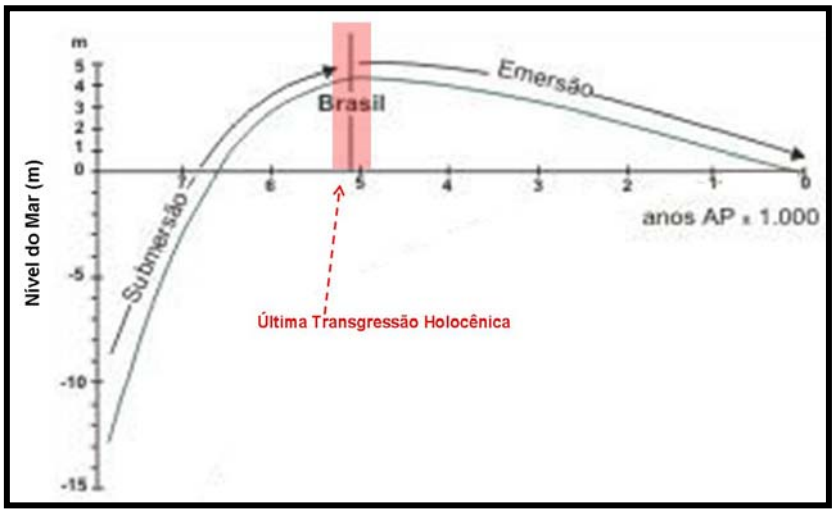

Figura 5: Curva de variação do nível do mar nos últimos 8.000 anos, em vermelho a última transgressão do Holoceno (~5.100 anos), quando o nível do mar esteve acima do atual (modificado de Suguio, 1999).

O estudo realizado por Behling *et al*.(2000) na costa do Ceará relatou que não foram observadas mudanças significantes entre os registros de pólen durante o período glacial e o Holoceno inferior. Estes autores consideraram condições semi-áridas similares no NE do Brasil durante este intervalo de tempo. Nos períodos de maior concentração de pólen e maior aporte fluvial no registro marinho, estes autores sugerem um aumento na mistura da coluna d'água superior, uma intensificação dos ventos alísios de SE e, portanto, um aumento do transporte da Corrente Norte do Brasil (CNB).

Arz *et al*. (1998), em um estudo na mesma localidade, observaram a ocorrência de fases mais úmidas durante os estágios isotópicos marinhos 2 e 4. De acordo com estes autores o maior aporte de sedimentos para o talude continental foi propiciado pelas maiores taxas de precipitação atmosférica na bacia de drenagem dos rios costeiros, que levaram ao aumento da erosão e escoamento fluvial; as variações de curto período também são apontadas.

Em outro estudo realizado no Atlântico tropical oeste Arz *et al*. (1999) observaram distúrbios na circulação termo-halina (CTH), com base em isótopos de foraminíferos planctônicos e bentônicos. As mudanças na circulação superficial do Atlântico tropical podem ter afetado seriamente a distribuição de sal, de calor e de umidade para as áreas de alta latitude agindo, desta forma, como um dispositivo climático. Os resultados dos modelos oceanográficos demonstraram a importância das correntes de contorno do oeste do Atlântico sul (Corrente do Brasil – CB e CNB) nesta conexão.

Os resultados de $\partial^{18}O$ apontados pelo referido estudo refletiram um aquecimento da camada superficial no Atlântico tropical durante um leve enfraquecimento da circulação termo-halina. Durante cada distúrbio observado, nos intervalos 17.000 – 15.000 e 13.000 – 11.000 anos, o Atlântico tropical oeste exibiu uma leve tendência de aquecimento (de 1 a 3°C).

Pelo entre menos 17.000 – 15.000 anos os gradientes meridionais provenientes de medições de $\partial^{18}O$ na porção oeste do Atlântico sul tropical e subtropical foram baixos. Isto sugere uma diminuição do transporte da CNB e, concordantemente, um fortalecimento do transporte para sul via CB. O subseqüente reinício da CTH certamente voltou a esfriar o oceano tropical e os gradientes aumentaram novamente (Arz *et al*., *op. cit.*).

Em um estudo realizado na porção norte do Atlântico tropical, na Bacia de Cariaco, Venezuela, foram reportados pulsos de produtividade durante o último período glacial em resposta à maior disponibilidade de nutrientes devido ao aumento do aporte terrestre (Peterson *et al*., 2000). Este estudo observou que durante os *interstadials* (intervalo de tempo mais quente, caracterizado por recuo temporário das geleiras, durante um período glacial (Suguio, 1999)) foram registradas as maiores concentrações dos elementos indicadores de aporte sedimentar terrígeno, conseqüência do aumento do escoamento superficial nas áreas que afetam a Bacia de Cariaco.

Durante os *estadials* (intervalos mais frios durante um período glacial (Suguio, *op.cit.*)) são observadas condições mais secas que podem ser explicadas

pelo deslocamento da ZCIT, e com ela o cinturão de chuva, para sul (Peterson *et al*., 2000).

Jennernahn *et al*. (2004) publicaram dados de testemunhos amostrados na margem continental do nordeste do Brasil, em frente ao estado do Ceará, e no continente, proveniente do Lago Caçó, no mesmo estado. Neste estudo foi observado que as mudanças climáticas abruptas coincidentes com os eventos *Heinrich* e *Younger Dryas* do hemisfério norte foram as fases de maior umidade e precipitação na América do Sul tropical. O deslocamento da ZCIT para sul e a maior intensidade dos ventos alísios de NE são as supostas fontes de umidade.

As condições mais secas como as registradas na Bacia de Cariaco no Holoceno superior são relacionadas com o deslocamento da ZCIT para sul. O aquecimento do Atlântico tropical oeste também está relacionado aos eventos *Heinrich* e *Younger Dryas*. Desta forma o aumento a umidade na região nordeste do Brasil durante estes eventos resultam do deslocamento para sul da ZCIT e de ventos alísios de NE mais intensos (Jennernahn *et al*., *op. cit.*).

Estes resultados reforçam a importância dos fatores regionais em relação às médias globais no passado recente. O clima e a hidrologia regional devem ser considerados como principais fatores na determinação das respostas ecológicas às mudanças climáticas de curto período (Jennernahn *et al*., *op. cit.*).

1.4 Foraminíferos Planctônicos Fósseis: Inferências Sobre a Dinâmica Paleoceanográfica

Os foraminíferos planctônicos fósseis estão entre os mais importantes instrumentos para a extração de informações de caráter paleoceanográfico. As propriedades físicas e químicas de suas testas fornecem diversos *paleoproxies* incluindo o registro de sinais isotópicos e aspectos da abundância taxonômica e morfologia da concha que são controlados ecologicamente (Kucera *et al*. 2005).

A excelente preservação, a ocorrência global, a alta sensibilidade às condições ambientais, particularmente temperatura (Hale e Pflaumann, 1999) e a alta abundância dos foraminíferos planctônicos nos registros de mar profundo

durante o Cenozóico são as principais razões de sua extensiva aplicação em estudos paleoclimáticos e paleoceanográficos (Schmidt *et al* 2003).

A distribuição geográfica dos foraminíferos planctônicos vivos nas águas superficiais e conseqüentemente àquela nas assembléias fósseis do registro geológico está relacionada, principalmente, à temperatura da água superficial (Bé, 1977; Niebler e Gersonde, 1999).

O primeiro trabalho relacionando parâmetros físicos à abundância relativa dos foraminíferos planctônicos foi realizado por Schott em 1935. Ele observou comportamento da espécie *Globorotalia menardii* (Figura 6), um foraminífero planctônico tropical de forma achatada e câmaras crescendo espiralmente em forma de quilhas (Bé, *op. cit.*).

Esse autor notou que enquanto esta espécie era abundante em ambiente de águas quentes e em sedimentos superficiais do fundo marinho ela era ausente nos sedimentos subsuperficiais. Ele supôs, corretamente como já se sabe, que o desaparecimento da espécie *G. menardii* ao longo do testemunho está reacionado aos períodos glaciais nos oceanos tropicais.

Ao longo do testemunho, Schott observou que *G. menardii* reaparecia em amostras de sedimentos mais antigos: ele foi quem primeiro observou a evidência de ciclos de eventos quentes e frios no Atlântico tropical baseado em sedimentos marinhos profundos.

A avaliação dos dados de abundância das assembléias dos foraminíferos planctônicos envolve mais que uma compilação direta de variações da temperatura e das espécies presentes. Uma vez que a abundância individual de uma espécie varia dentro de sua faixa absoluta de temperatura, a contagem acurada das abundâncias relativas em uma assembléia nos permite inferir as condições paleoceanográficas, o que seria impossível de estimar com dados relativos à simples presença/ausência de uma determinada espécie (Mix, 1987).

Diversas espécies de foraminíferos planctônicos reagem sensivelmente a outros fatores oceanográficos como, por exemplo, profundidade da camada de mistura, profundidade da termoclina, condições de ressurgência, disponibilidade de nutrientes e oxigenação. Apesar desta complexidade assume-se que todas as

espécies contribuem com alguma informação relacionando a temperatura da água na qual viviam e se reproduziam (Kemle-von Mücke e Oberhänsli, 1999). Alguns autores sugerem que a variação na abundância relativa das espécies ao longo do testemunho pode ser melhor explicada pela mudança na profundidade da termoclina do que exclusivamente pela temperatura (Molfino *et al*, 1982; Ravelo *et al*, 1990; Andreasen e Ravelo, 1997; Chen e Prell, 1998).

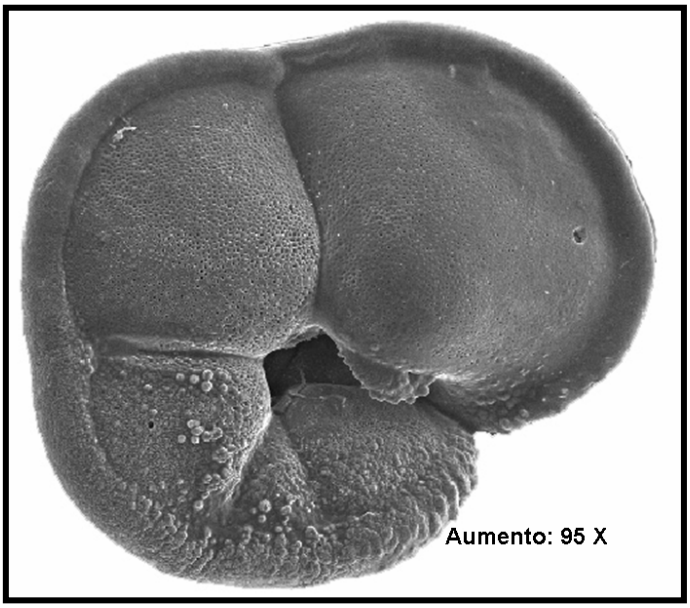

Figura 6: Exemplar do foraminífero planctônico *Globorotalia menardii.* A abundância relativa desta espécie em amostras sedimentares é associada aos eventos interglaciais.

Estas particularidades envolvendo os foraminíferos planctônicos combinadas com o fato de que quase todas as espécies modernas passam parte de seu ciclo de vida nas camadas mais superficiais dentro da zona fótica fazem deste grupo de organismos um excelente instrumento no estudo das condições superficiais do passado. (Oberhänsli *et al* 1992; Kemle-von Mücke e Oberhänsli, 1999).

As variações oceanográficas do Atlântico tropical oeste durante os últimos 30.000 anos são discutidas neste estudo. Para tanto, foram utilizados os métodos convencionais de análise quantitativa de foraminíferos planctônicos em dois testemunhos amostrados da Bacia Pernambuco/Paraíba.

Para inferir as mudanças oceanográficas na região equatorial brasileira durante os últimos 30.000 anos este estudo identificou as principais espécies de foraminíferos planctônicos nos dois testemunhos estudados. A partir desta análise relacionaram-se as oscilações na abundância relativa das principais espécies de foraminíferos planctônicos ao longo do testemunho com as mudanças paleoceanográficas/paleoclimáticas nos últimos 30.000 anos. Estes dados foram submetidos a uma análise fatorial modo-Q como procedimento de identificação de parâmetros oceanográficos que atuaram com maior ou menor intensidade (Toledo *et al*., 1999).

As flutuações na abundância relativa das principais espécies de foraminíferos planctônicos, ao longo dos dois testemunhos analisados, foram relacionadas às curvas dos isótopos de oxigênio ($\partial^{18}O$) e de carbono ($\partial^{13}C$). As paleotemperaturas da região estudada foram estimadas com o intuito de conhecer estes valores e observar as variações deste parâmetro nos últimos 30.000 anos.

2. OBJETIVOS

Neste estudo foram utilizados os métodos convencionais de análise quantitativa de foraminíferos planctônicos da região tropical oeste do Oceano Atlântico Sul, para os últimos 30.000 anos. Foram efetuadas análises de isótopos de oxigênio e carbono em foraminíferos planctônico (*G. ruber*) nos dois testemunhos amostrados da Bacia Pernambuco-Paraíba.

Desta forma este estudo pretende:

1) Identificar as principais espécies de foraminíferos planctônicos nos testemunhos estudados para os últimos 30.000 anos;
2) Relacionar as flutuações na abundância relativa de determinadas espécies ao longo do testemunho com possíveis mudanças paleoceanográficas/paleoclimáticas nos últimos 30.000 anos;
3) Relacionar a curva de abundância relativa das principais espécies de foraminíferos planctônicos com as curvas de $\partial^{18}O$ e $\partial^{13}C$;
4) Estimar a paleotemperatura da região estuda nos últimos 30.000 anos pela técnica de redes neurais arficiciais (*ANN method*)
5) Aplicar a análise fatorial modo-Q aos resultados das análises quantitativas como procedimento de identificação de parâmetros oceanográficos, utilizando o programa estatístico *Statistica 7*.