6. DISCUSSÃO

6.1 Isópotos Estáveis

A diferença entre as taxas de sedimentação dos testemunhos KF-C e KF-B é evidente. A resolução estratigráfica do KF-C é mais detalhada, compreendendo 29.900 anos em 114cm de sedimento marinho, enquanto que no KF-B, 36.800 anos estão compreendidos em apenas 19cm.

Nos testemunhos KF-C e KF-B observaram-se tendências semelhantes na maior parte dos resultados obtidos. No entanto a comparação de eventos de curta duração foi dificultada devido à diferença de resolução entre eles. Estes eventos são visualizados mais detalhadamente no testemunho de maior resolução, neste caso o KF-C.

Por este motivo, o comportamento da abundância relativa das espécies também é visualizado de modo mais detalhado no testemunho KF-C. As curvas representativas das abundâncias relativas das espécies no testemunho KF-B, na maioria das vezes, atuam como uma síntese do observado no testemunho KF-C.

Através da variação isotópica de oxigênio ($\partial^{18}O$) é possível verificar alterações locais relacionadas à temperatura (Emiliani, 1955; Weldeab *et al.*, 2006), salinidade (Maslin *et al.*, 1995; Wolff *et al.*, 1999) e precipitação atmosférica (Arz *et al.*, 1998; Wolff *et al.*, 1998), se eliminado o efeito da variação de gelo. Para isso vários autores sugeriram variações médias dos valores de $\partial^{18}O$ entre o UMG e o Holoceno relacionadas ao volume de gelo: 1,0‰ (Schrag *et al.*, 1996), 1,1‰ (Labeyrie *et al.*, 1987) e 1,3‰ (Fairbanks, 1989).

A variação observada nos valores isotópicos de oxigênio entre o EIM 2 e EIM 1, nos dois testemunhos, foi de 1,0‰. Subtraindo o valor médio referente ao volume de gelo sugerido por Schrag *et al.* (*op.cit.*) o valor do $\partial^{18}O_{residual}$ para os dois testemunhos estudados é igual a zero. A utilização dos outros valores médios, propostos por Labeyrie *et al.*(*op.cit.*) e Fairbanks (*op.cit.*), implicaria em valores negativos de $\partial^{18}O_{residual}$.

Os resultados que exibem valores de $\partial^{18}O_{residual}$ igual a zero indicam que a região de estudo foi estável, não apresentando variações no padrão de temperatura superficial. Os resultados negativos de $\partial^{18}O_{residual}$ seria uma indicação de que o UMG pode ter sido mais quente do que o Holoceno, considerando que esta variação residual se deve exclusivamente às oscilações de temperatura.

Estudos realizados no Atlântico tropical oeste reportaram eventos de redução da circulação termo-halina nesta porção do Atlântico durante o Estágio Isotópico Marinho 2. Estes eventos resultaram no aquecimento de 1°-3°C associado a atenuação do transporte de calor e massa da Corrente Norte do Brasil e conseqüente fortalecimento da Corrente do Brasil na direção sul (Arz *et al.*, 1999; Kim & Schneider (2003)).

Os dados de isótopos estáveis de oxigênio também foram utilizados para a interpretação estratigráfica e definição dos estágios isotópicos marinhos (EIM) global. Outro procedimento que também auxiliou na determinação dos EIM, este mais simples e rápido, foi verificando a existência ou não dos foraminíferos planctônicos do complexo *menardii* (*Globorotalia menardii, G. flexuosa e G. tumida)* (Figura 74). A presença em número significativo deste grupo específico de foraminíferos é importante na determinação dos intervalos interglaciais. (Ericson e Wollin, 1968; Toledo, 2000).

O limite Pleistoceno/Holoceno, ou seja, o limite entre os Estágios Isotópicos Marinhos 2 (EIM 2) e 1 (EIM 1), foi marcado pela mudança na tendência das curvas, em torno de 14.000 anos.

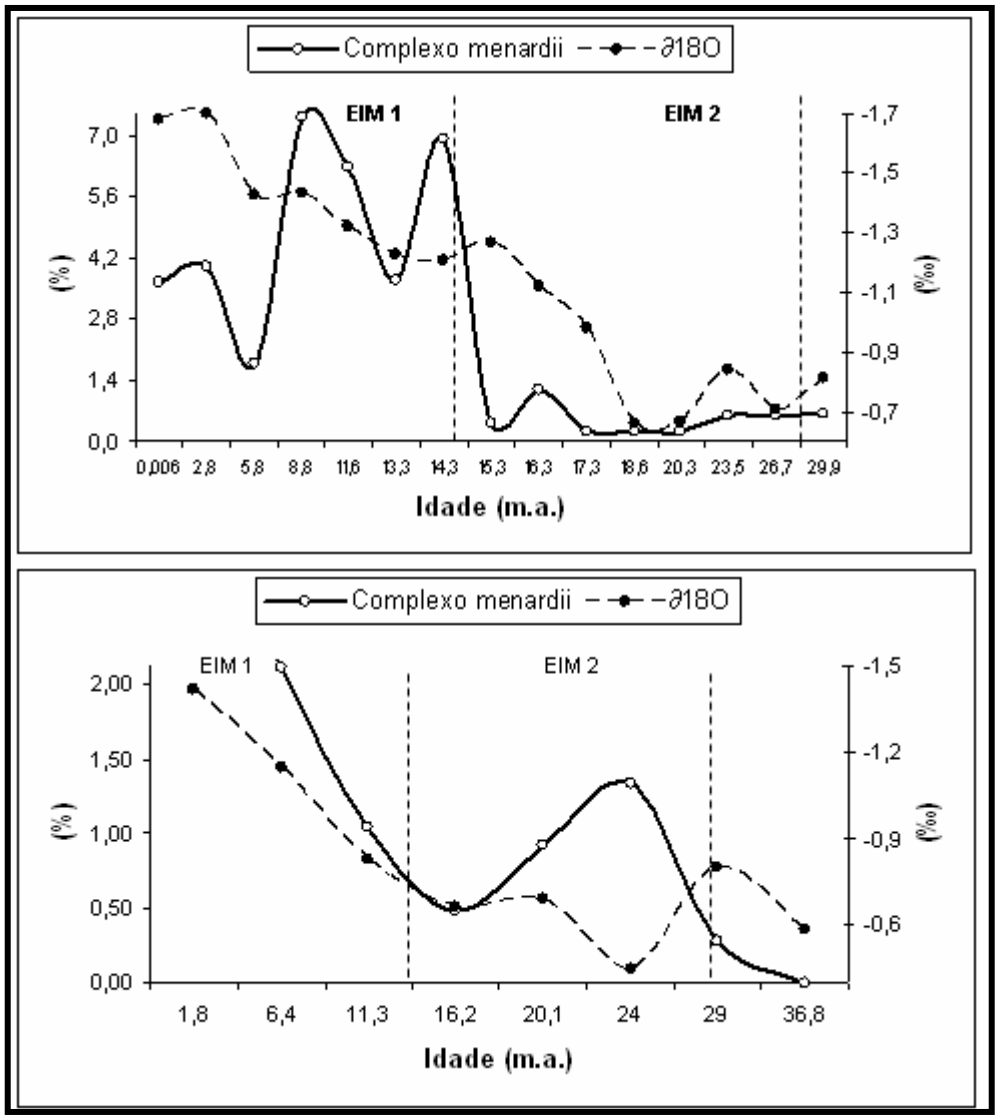

Figura 74: Dados de isótopos estáveis de oxigênio obtidos de testas do foraminífero planctônico ($\partial^{18}O_p$) *G. ruber* 'branca' e curva de abundância relativa do complexo *menardii* para KF-C (superior) e KF-B (inferior), destacando os estágios isotópicos marinhos (EIM).

O Estágio Isotópico Marinho 2 é caracterizado por apresentar os maiores valores de $\partial^{18}O$ e os menores valores de abundância relativa das espécies do complexo *menardii*. No EIM 1 são observados os menores valores de $\partial^{18}O$ e as maiores abundância desse grupo específico de foraminíferos planctônicos.

As espécies do complexo *menardii* ocorrem em massas de água tropicais e subtropicais com altas temperaturas superficiais e salinidades superficiais próximas da média. Sua evidente preferência por ambientes quentes e salinidades normais relaciona-se com os altos gradientes de temperatura e estratificação e

com a baixa densidade superficial dos *habitats* ocupados por estas espécies. A presença de uma crosta de calcita sugere uma migração vertical para maiores profundidades durante o ciclo ontogenético, que pode ser explicado por sua estreita relação com a temperatura a 200 m (Hembelen *et al*, 1989; Hilbrecht, H., 1996; Bé, 1977.)

De fato, este estudo observou que as espécies do complexo *menardii* exibiram os maiores valores de sua abundância relativa no EIM 1. A abundância relativa deste grupo de foraminíferos parece responder diretamente as alterações globais de períodos quentes (EIM 1) e frios (EIM 2) no paleoclima da Terra.

Assim como as espécies do complexo *menardii*, outras espécies também responderam diretamente as alterações globais representada pela passagem do EIM 2 para o EIM 1. Da mesma forma, estas espécies aumentam sua abundância relativa na medida em que os valores de $\partial^{18}O$ diminuem.

A espécie *G. calida* exibe uma abundância relativa muito baixa no EIM 2 em relação ao EIM 1. Este comportamento é evidente nos dois testemunhos estudados (Figura 75).

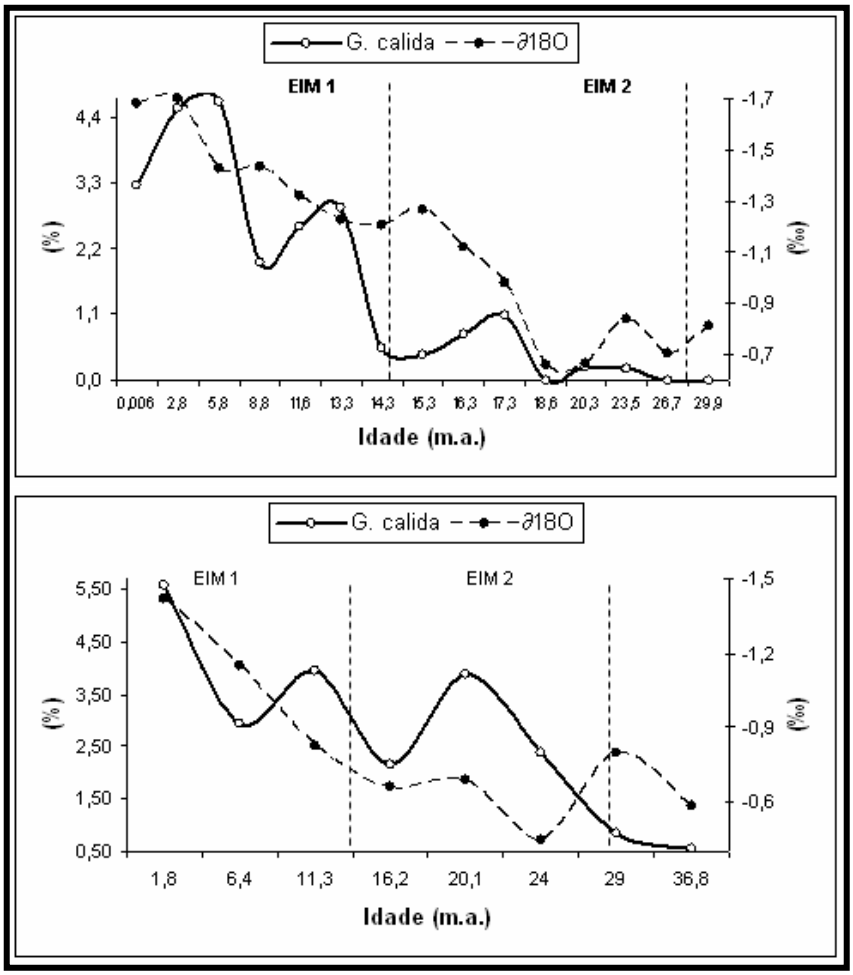

Figura 75: Abundância relativa de *G. calida* e variação isotópica de oxigênio nos últimos 30.000 anos, nos testemunhos KF-C (superior) e KF-B.

A espécie *G. calida* é uma espécie comum em regiões de baixas e médias latidudes e exibe preferência pelas condições ambientais típica destas regiões. A principal característica desta espécie é a sua relação com altas temperaturas a 200 m, o que sugere uma maior profundidade de *habitat* desta espécie (Hilbrecht, H., 1996).

A espécie *G. rubescens* também aumenta a sua abundância relativa no EIM 1, onde exibe um pico evidenciado nos dois testemunhos analisados (Figura 76).

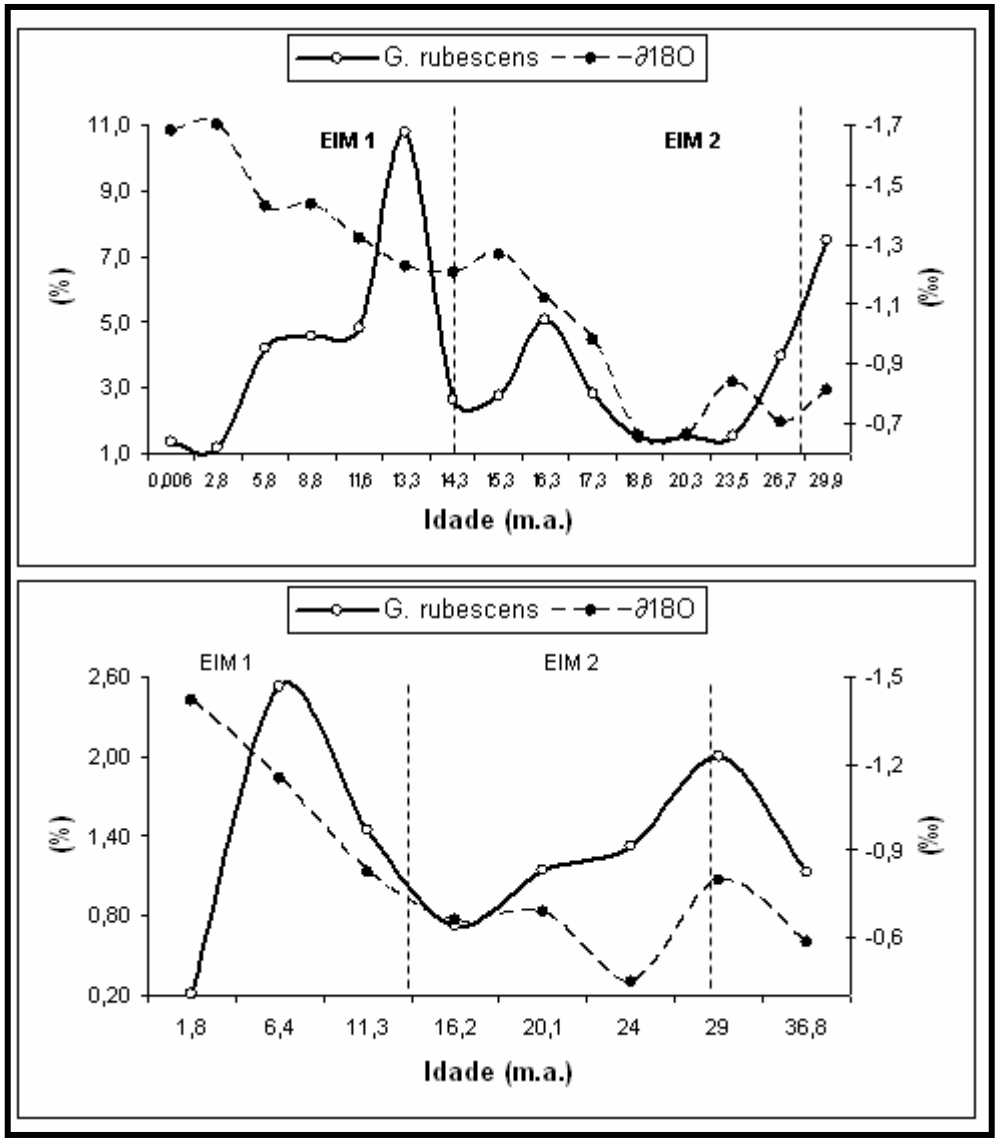

Figura 76: Abundância relativa de *G. rubescens* e variação isotópica de oxigênio nos últimos 30.000 anos, nos testemunhos KF-C (superior) e KF-B.

O foraminífero planctônico *G. rubescens* é uma espécie que habita massas d'águas quentes das regiões tropicais e subtropicais, com uma tendência a exibir maiores abundâncias relativas em águas superficiais mais quentes (Hilbrecht, H., 1996; Hemleben *et al*., 1989).

A espécie *Candeina nitida* exibe uma sensível tendência de aumento ao longo dos últimos 30.000 anos em sua abundância relativa, observados nos dois testemunhos (Figura 77).

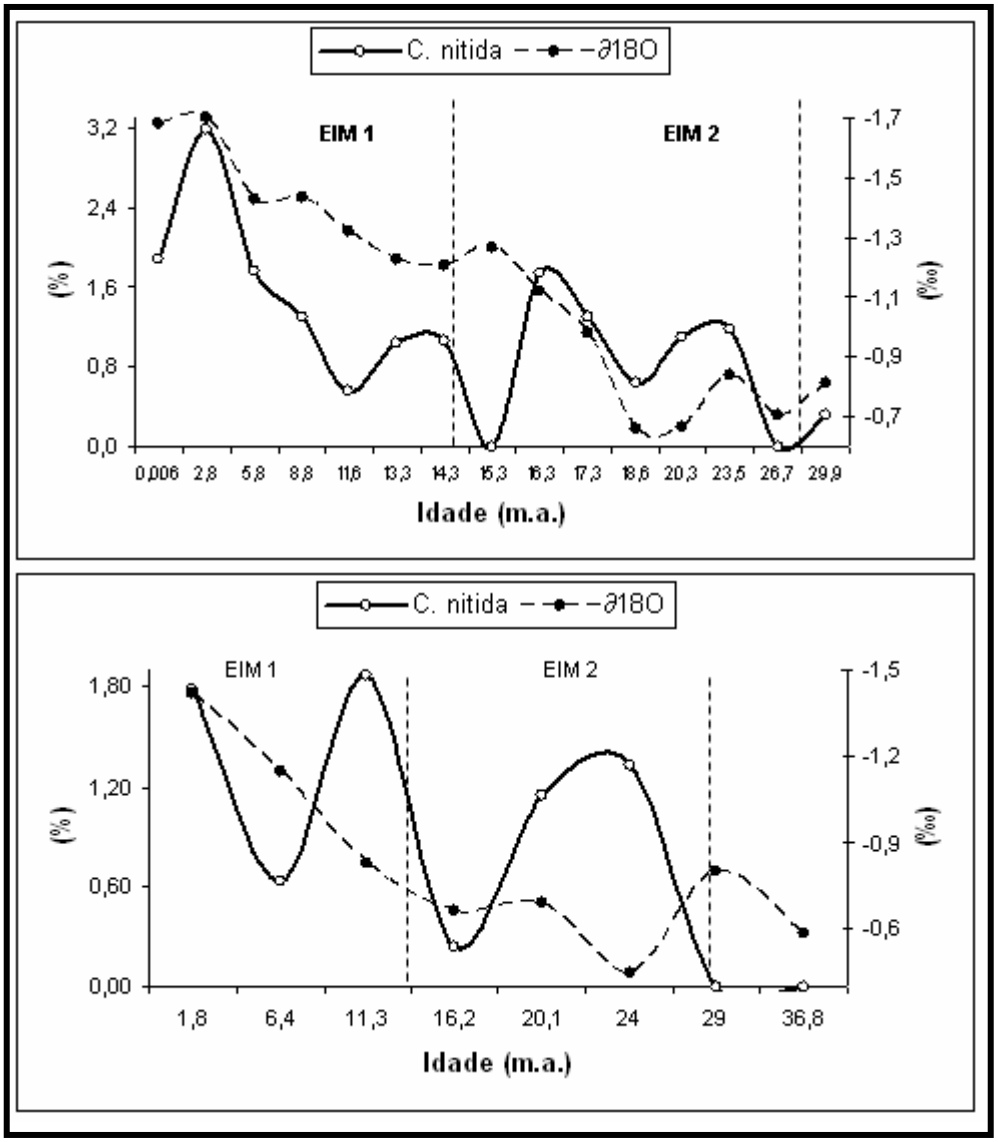

Figura 77: Abundância relativa de *C. nitida* e variação isotópica de oxigênio nos últimos 30.000 anos, nos testemunhos KF-C (superior) e KF-B.

O foraminífero planctônico *C. nitida* exibe uma estreita relação com a temperatura superficial com preferência por ambientes quentes com alta sazonalidade. Esta espécie tolera grandes variações de salinidade e ocorre em áreas de altos gradientes verticais de temperatura. Esta tendência de ocorrência em áreas de fortes gradientes verticais de temperatura reflete a preferência desta espécie por ambientes com temperatura superficial quente (Hilbrecht, H., 1996).

A espécie *G. ruber* 'rosa' foi uma das espécies mais abundantes nos dois testemunhos estudados. Os maiores valores de sua abundância relativa foram observados durante o EIM 1 (Figura 78).

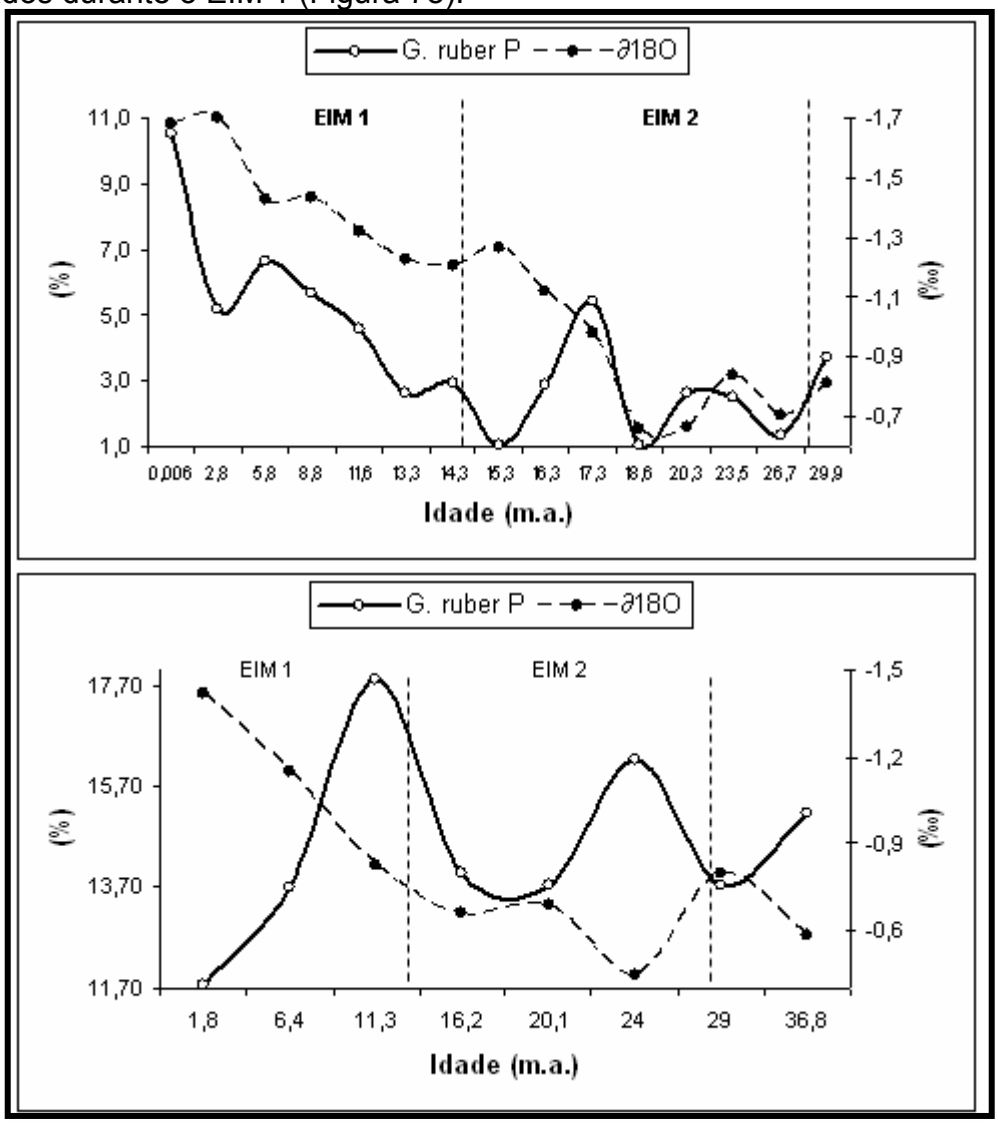

Figura 78: Abundância relativa de *G. ruber* 'rosa' e variação isotópica de oxigênio nos últimos 30.000 anos, nos testemunhos KF-C (superior) e KF-B.

A espécie *G. ruber* é comumente relacionada à camada de mistura e com a temperatura da superfície do mar. A forma rosa prefere *habitats* “mais quentes” do que a forma branca, demonstrado na distribuição biogeográfica dessa espécie. *G. ruber* ‘rosa’ exibe seu máximo na região tropical geralmente associada às altas temperaturas encontradas nestas regiões (Bé, 1971; Hilbrecht, H., 1996; Hemleben *et al*., 1989).

A curva de abundância relativa da espécie *Globigerinoides conglobatus* exibe comportamentos distintos nos dois testemunhos. Esta espécie exibe sua maior abundância relativa no EIM 1 no testemunho KF-C, enquanto que no KF-B sua maior abundância relativa ocorre no EIM 2. Este comportamento é atribuído à diferente resolução estratigráfica entre os dois testemunhos estudados (Figura 79).

A curva de abundância relativa exibida no testemunho KF-C é mais representativa que a exibida no testemunho KF-B, evidentemente. Os dados gerados a partir desse testemunho fornecem resultados mais acurados que os do KF-B, porém não faz deste testemunho menos importante. Neste sentido, a compreensão biológica, a função ecológica, a distribuição e a inter-relação dos organismos estudados com o ambiente em que habitam são essenciais na interpretação de paleoambientes e para a correta interpretação dos registros fósseis.

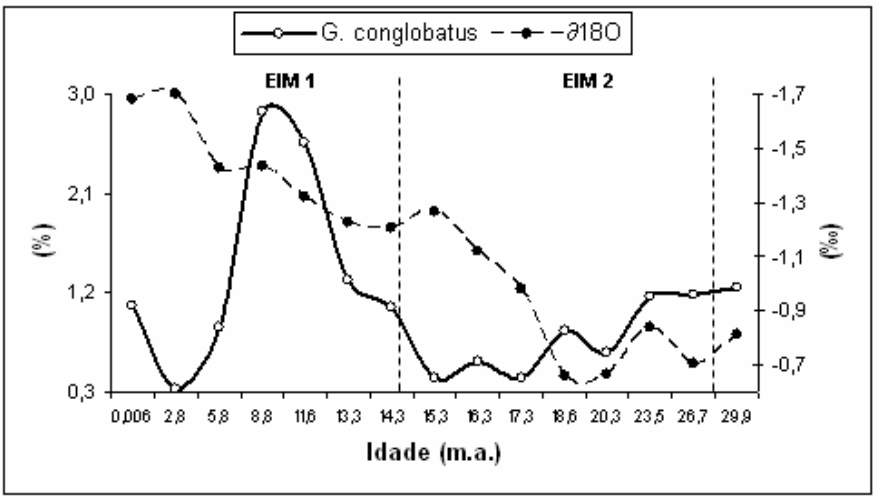

Figura 79: Abundância relativa de *G. conglobatus* e variação isotópica de oxigênio nos últimos 30.000 anos, no testemunho KF-C.

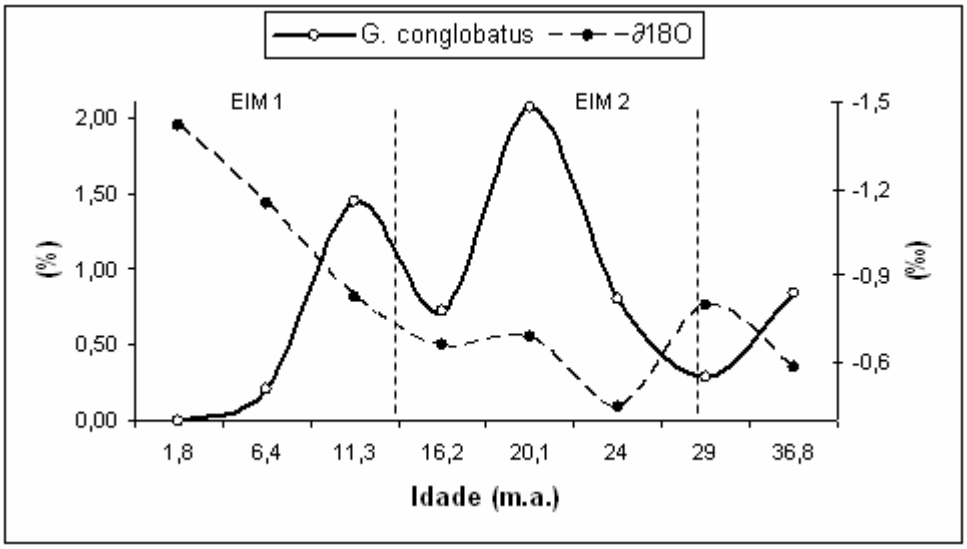

Figura 80: Abundância relativa de *G. conglobatus* e variação isotópica de oxigênio nos últimos 30.000 anos, no testemunho KF-B.

O foraminífero planctônico *G. conglobatus* é conhecido por exibir grande tolerância pelos principais parâmetros físicos (temperatura e salinidade). Sua distribuição geográfica é comum nas regiões tropicais e subtropicais, mas raramente excede 5% da abundância relativa (Hilbrecht, H., 1996).

A característica mais notável desta espécie é que *G. conglobatus* é uma espécie que ocupa a camada superficial, mas pode descender para maiores profundidades, explicada por sua crosta de calcita. Isto faz deste foraminífero o único *Globigerinoides* que exibe uma crosta de calcita (Hemleben *et al*., 1989; Hilbrecht, H., 1996).

Além disso, *G. conglobatus* não exibe preferência por uma coluna d'água pouco estratificada durante sua migração, o que é incomum quando comparamos com outras espécies de maior profundidade de habitat, *e.g.*, *G. hirsuta* e *G. truncatulinoides* (Hilbrecht, H., 1996).

Ao contrário das espécies apresentadas anteriormente, determinadas espécies exibiram sua maior abundância relativa no EIM 2. Neste caso, estas espécies diminuem sua abundância relativa a medida que os valores de $\partial^{18}O$ também diminuem.

A espécie *P. obliquoloculata* exibe os maiores valores de sua abundância relativa durante o EIM 2. À medida que o EIM 1 se aproxima a abundância relativa de desta espécie torna-se muito baixa ou nula (Figura 81).

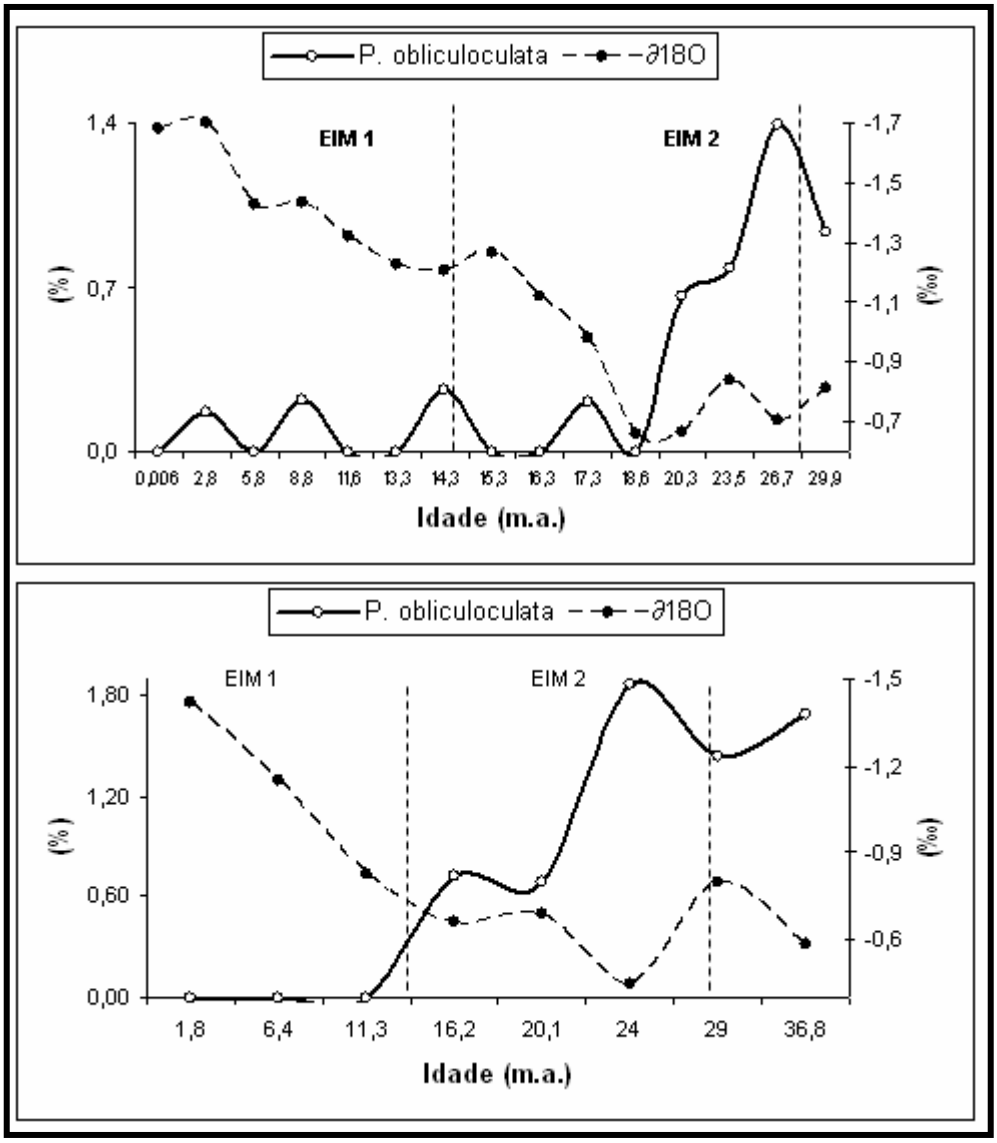

Figura 81: Abundância relativa de *P. obliquoloculata* e variação isotópica de oxigênio nos últimos 30.000 anos, nos testemunhos KF-C (superior) e KF-B.

O foraminífero planctônico *P.obliquoloculata* é uma espécie de distribuição tropical e subtropical. Sua abundância relativa máxima ocorre nestas regiões onde um baixo gradiente vertical de estratificação é observado, explicando, desta forma, a maior profundidade de *habitat* observada por esta espécie. Este comportamento

explica a estreita relação de *P.obliquoloculata* com a temperatura a 200m. (Hilbrecht, H., 1996).

Os estudos que reportam as variações climáticas no planeta indicaram que o aumento do volume de gelo global alteraria o padrão atmosférico durante o EIM 2 (Kim e Schneider, 2003; CLIMAP, 1981). Estas condições levariam ao aumento na velocidade dos ventos, que aumentaram cerca de 20 – 50%, exercendo um grande efeito na circulação oceânica superficial (Costa, 2000).

No oceano Atlântico tropical oeste também foram reportadas condições atmosféricas mais intensas durante o EIM 2. Durante este período os ventos Alísios de SE eram mais intensos, induzindo variações na camada de mistura (Kim e Schneider, 2003).

A maior intensidade dos ventos Alísios incidindo sobre a superfície marinha parece ter aumentado a turbulência da coluna d' água, diminuindo a estratificação vertical, fazendo proliferar espécies de *habitat* mais profundos. Dentre estas espécies, o foraminífero planctônico *P.obliquoloculata* é favorecido por esta situação.

Neste estudo, outras espécies apresentaram comportamento análogo, isto é, parece ter respondido à estas variações na estratificação da coluna d'água, exibindo suas maiores abundâncias relativas durante o EIM 2. As espécies *G. truncatulinoides* TT (Figura 82), especialmente *G. truncatulinoides* dextral (Figura 83), estão entre as que melhor representam este fato.

G. truncatulinoides TT representa, simultaneamente, as formas sinistral e dextral. A curva da abundância relativa de *G. truncatulinoides* TT exibe o mesmo comportamento de *G. truncatulinoides* sinistral, já que esta espécie é relativamente bem mais abundante que a variante dextral.

Globorotalia truncatulinoides é uma espécie subtropical que ocorre sob amplas condições de temperatura e salinidade superficiais. A característica mais notável desta espécie é a baixa tolerância pelo forte gradiente vertical de temperatura e densidade durante o verão. Sua preferência pelos baixos gradientes de verticais que ocorrem durante o inverno confirma a sua relação com o seu conhecido ciclo ontogenético anual (Hembelen *et al*, 1989; Hilbrecht, H., 1996).

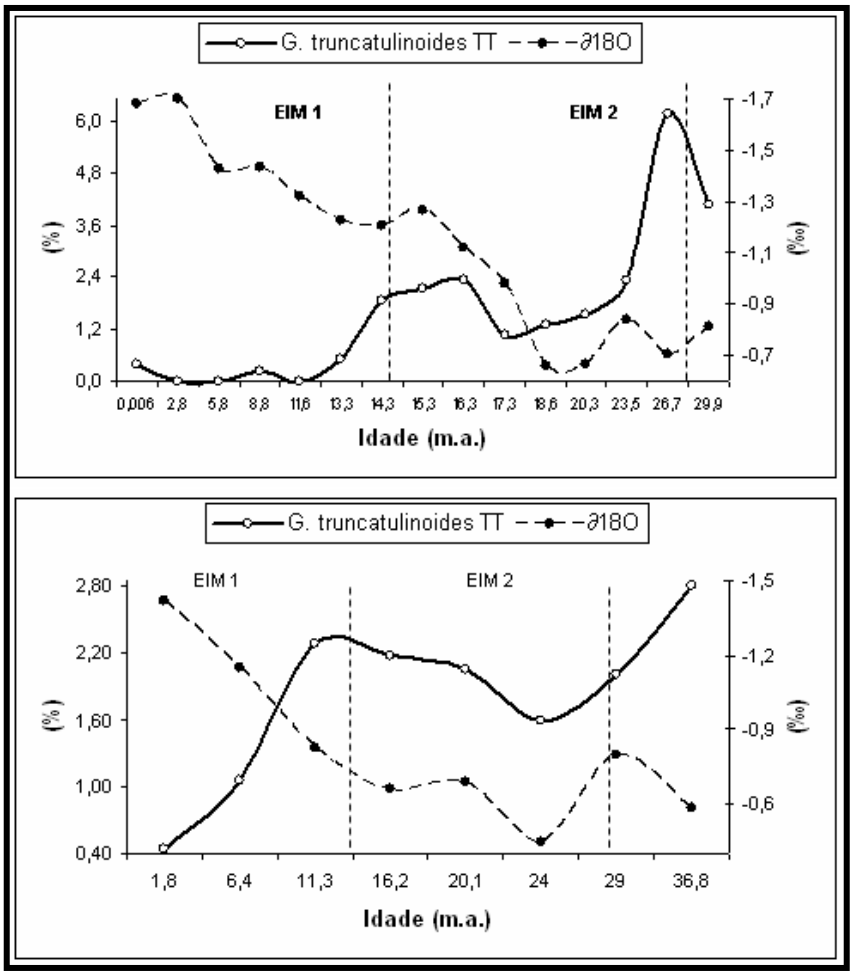

Figura 82: Abundância relativa de *G. truncatulinoides* total e variação isotópica de oxigênio nos últimos 30.000 anos, nos testemunhos KF-C (superior) e KF-B.

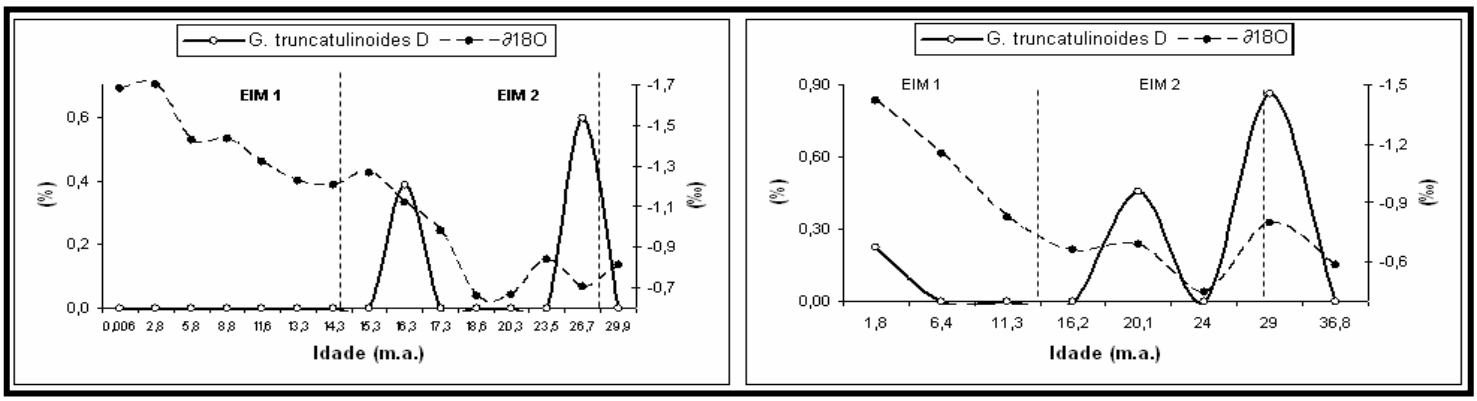

Figura 83: Abundância relativa de *G. truncatulinoides* dextral e variação isotópica de oxigênio nos últimos 30.000 anos, nos testemunhos KF-C (esquerda) e KF-B.

A espécie *G. truncatulinoides* é uma espécie de regiões mais profundas e ascende para profundidades mais rasas durante a sua reprodução no período do inverno. A migração através da coluna d'água exige menos consumo de energia para o organismo quando o gradiente vertical for mais baixo. Estas condições são observadas durante o inverno, onde a maior incidência dos ventos sobre a superfície tornam a coluna d'água mais turbulenta e menos estratificada (Toledo *et al*, 2007; Hilbrecht, H., 1996). Não existem diferenças ecológicas substanciais que diferenciem *G. truncatulinoides* sinistral de *G. truncatulinoides* dextral (Hembelen *et al*, 1989; Hilbrecht, H., 1996).

G. truncatulinoides mereceu atenção especial por sua abundância ser concominante com os eventos na camada de mistura. Esta espécie pode ser utilizada para monitorar a efetividade da estratificação da coluna d'água e das variações na profundidade da camada de mistura (Toledo *et al*, 2007; Hilbrecht, H., 1996).

Outra espécie de foraminífero planctônico que também pode ser utilizado no monitoramento da efetividade da estratificação da coluna d'água é *Globorotalia hirsuta*. Apesar deste foraminífero planctônico não aparecer nos registros do testemunho KF-C nos últimos 30.000 anos, ele exibe dois picos no testemunho KF-B, concomitantes aos picos observados na espécie *G. truncatulinoides* dextral neste testemunho: em 29.000 anos e em 20.100 anos (Figura 84).

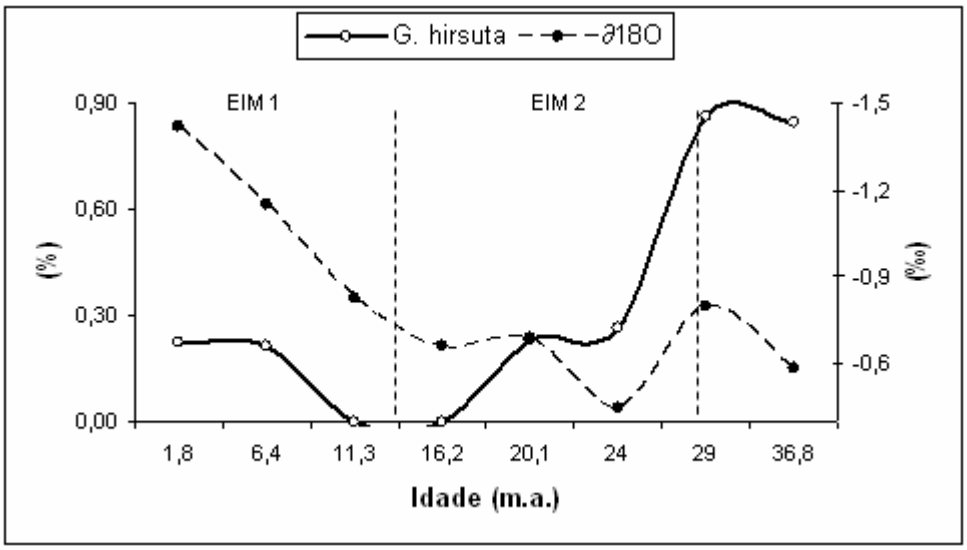

Figura 84: Abundância relativa de *G. hirsuta* e variação isotópica de oxigênio nos últimos 30.000 anos, nos testemunhos KF-C (superior) e KF-B (inferior).

G. hirsuta é uma espécie é subtropical e, assim como *G. truncatulinoides*, pode atuar como um bom indicador da variação vertical de temperatura e densidade, já que é rara em ambientes com alto gradiente vertical de temperatura e densidade (Hilbrecht, H., 1996).

Esta espécie habita águas mais profundas e reproduz-se em águas superficiais durante o inverno (Hemleben *et al*, 1989). O ciclo reprodutivo anual na superfície explica sua forte relação com as condições de inverno, i.e, uma coluna d'água mais turbulenta e menos estratificada. Esta espécie ascende de regiões mais profundas quando o contraste vertical na coluna d'água é mínimo e a migração para áreas mais rasas requer menos gasto de energia para a espécie (Hilbrecht, H., 1996).

G. inflata apresentou uma baixa abundância relativa, especialmente no testemunho KF-C. Esta espécie também exibiu suas maiores abundâncias no EIM 2 (Figura 85 e 86).

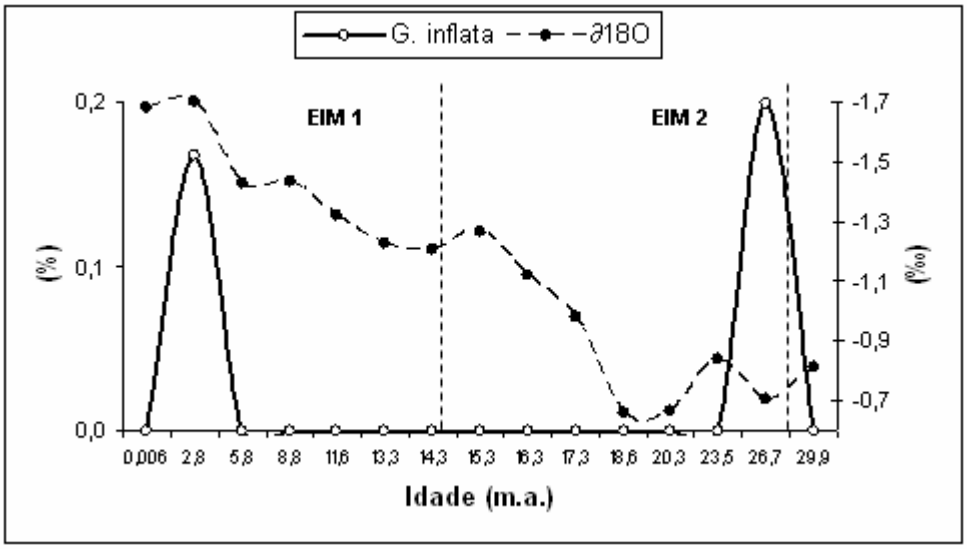

Figura 85: Abundância relativa de *G. inflata* e variação isotópica de oxigênio nos últimos 30.000 anos, no testemunho KF-C.

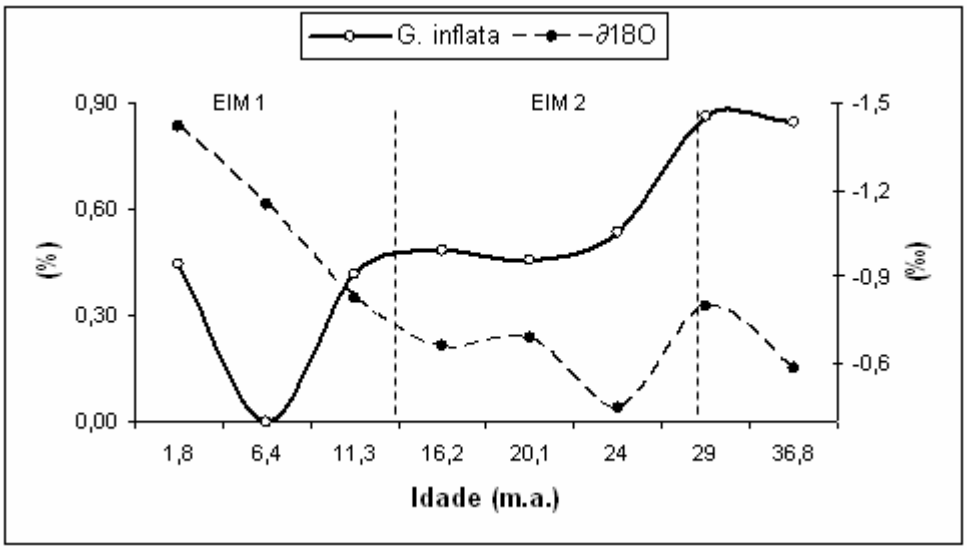

Figura 86: Abundância relativa de *G. inflata* e variação isotópica de oxigênio nos últimos 30.000 anos, no testemunho KF-B.

G. inflata é uma espécie subtropical-transicional e relaciona-se com a temperatura e salinidade a 200 m, o que explica a sua maior profundidade de habitat. Esta espécie demonstra grande afinidade com as condições estruturais da coluna d'água observadas no inverno, especialmente o baixo gradiente vertical de estratificação (Hilbrecht, H., 1996).

A espécie *N. dutertrei* foi observada somente no testemunho KF-C e, apesar de exibir uma abundância relativa praticamente constante, foi possível observar que suas maiores abundâncias relativas ocorreram no EIM 2 (Figura 87).

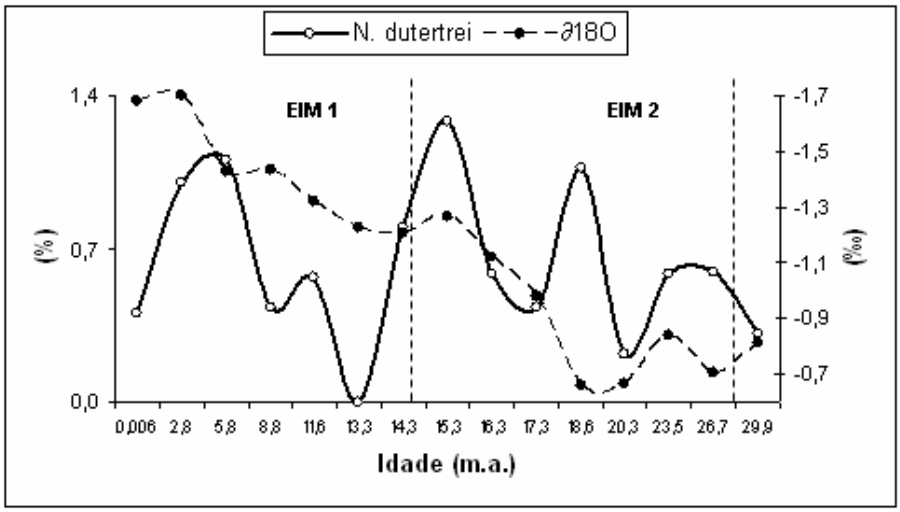

Figura 87: Abundância relativa de *N. dutertrei* e variação isotópica de oxigênio nos últimos 30.000 anos, no testemunho KF-C.

N. dutertrei é uma espécie de ambientes tropical-subtropical, ocorrendo como um raro componente das assembléias transicionais e polares. Esta espécie é conhecida por ocorrer abundantemente na zona de máxima clorofila, o que explica sua clara relação com a temperatura a 200 m (Fairbanks *et al*., 1980; Hemleben *et al*., 1989; Hilbrecht, H., 1996).

O padrão de distribuição latitudinal de *N. dutertrei* é parecido com o de *G. bulloides*, uma espécie geralmente associada a ambientes mais produtivos e frios (Hemleben *et al*., 1989; Duplessy *et al*., 1981). Porém de acordo com Hilbrecht, H. (1996), em relação à maioria dos parâmetros físicos *N. dutertrei* parece aumentar sua abundância relativa onde a de *G. bulloides* diminui, o que também foi observado neste estudo (Figura 88).

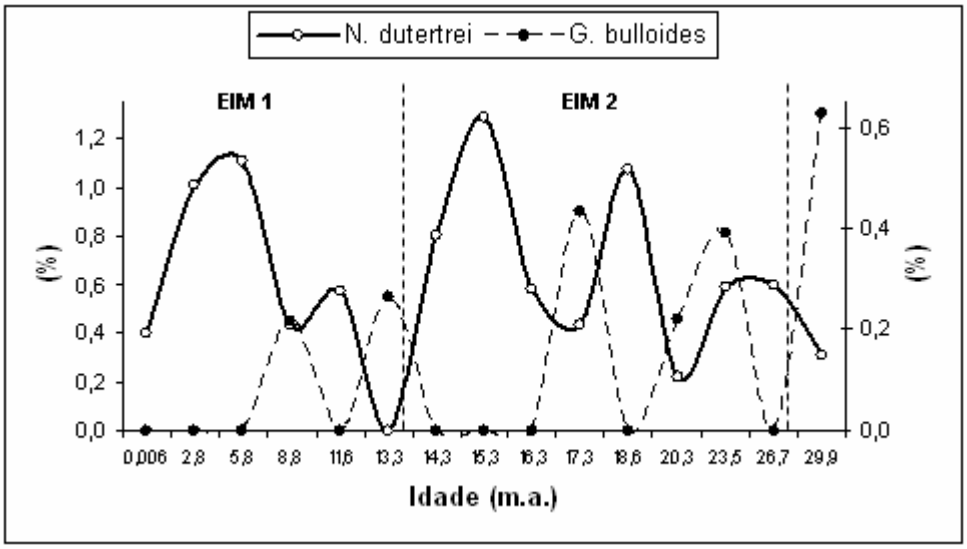

Figura 88: Abundância relativa de *N. dutertrei versus* abundância relativa de *G. bulloides* nos últimos 30.000 anos, no testemunho KF-C.

O comportamento antagônico observado entre *N. dutertrei* e *G. bulloides* neste estudo parece indicar diferentes preferências por parâmetros físicos entre as mesmas.

A espécie *G. scitula* exibiu diferentes comportamentos nos dois testemunhos analisados. Os maiores valores da abundância relativa desta espécie, observadas no testemunho KF-C, ocorrem no EIM 1 enquanto que no

KF-B, suas maiores abundâncias foram observadas no EIM 2. Este comportamento é possivelmente relacionado à diferente resolução entre os testemunhos estudados (Figura 89).

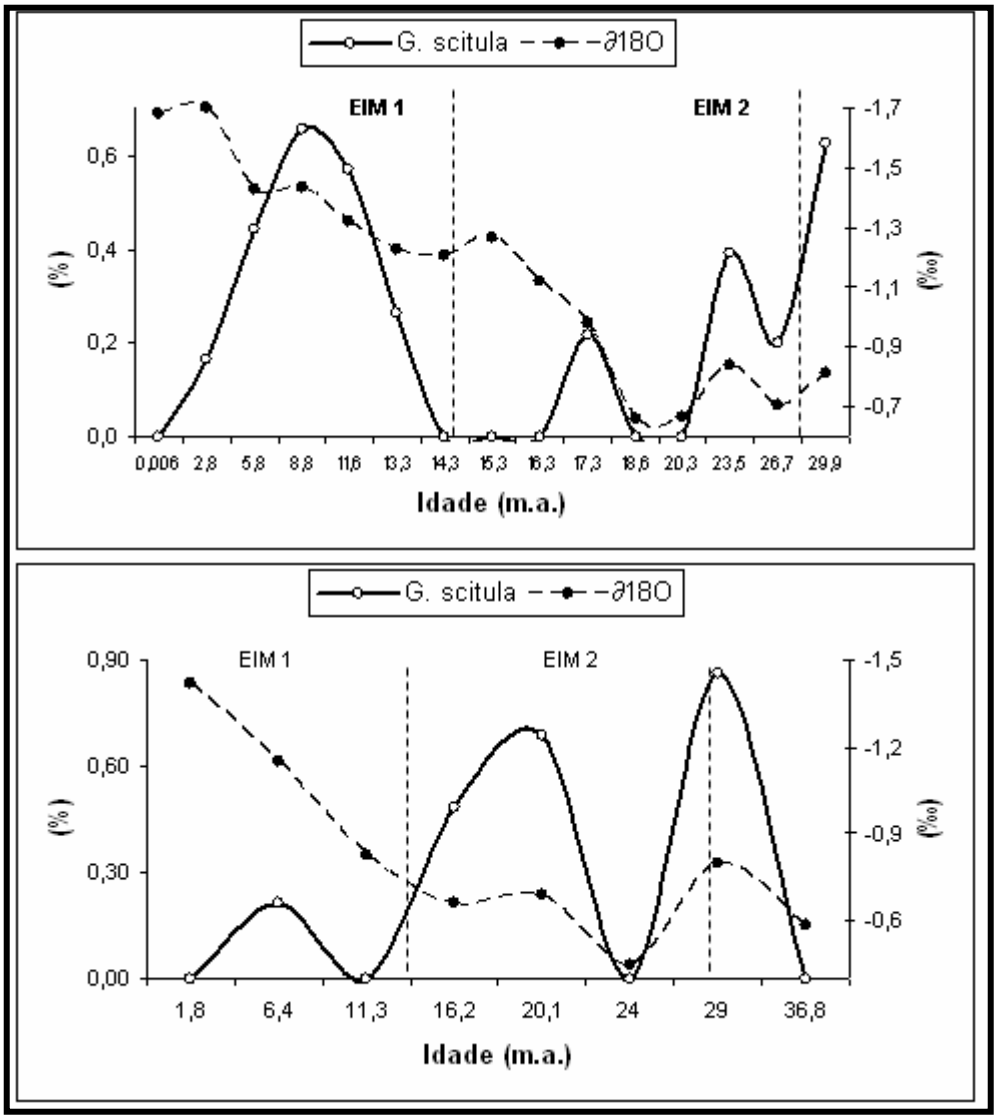

Figura 89: Abundância relativa de *G. scitula* e variação isotópica de oxigênio nos últimos 30.000 anos, nos testemunhos KF-C (superior) e KF-B.

No entanto se olharmos cuidadosamente as curvas percebemos que ocorrem picos em torno de 29.000, 19.000 e 8.000 anos. Nestes pontos, as curvas de abundância exibem comportamentos semelhantes, relativamente simultâneos e os valores percentuais observados também são próximos.

G. scitula é uma espécie de baixa ocorrência; exibe estreita relação com a temperatura a 200m e com as condições de estratificação que ocorrem no inverno, sugerindo uma maior profundidade de *habitat* desta espécie (Bé, 1971). No entanto, o parâmetro físico que mais se relaciona com esta espécie é a salinidade superficial marinha. Esta espécie não tolera altos valores nem grandes variações sazonais na salinidade superficial (Hilbrecht, H., 1996).

Em um estudo recente, Toledo *et al*. (2007) estimaram a paleossalinidade superficial marinha para região tropical oeste do Atlântico sul. Este estudo reportou uma diminuição nos valores de salinidade superficial marinha ao longo dos últimos 30.000 anos, exibindo condições mais salinas durante o EIM 2 e menos salinas no Holoceno. A curva de paleossalinidade apresentada nesse estudo exibiu três quedas significativas: em torno de 29.000, 19.000 e 9.000 anos, as duas últimas mais abruptas. Estes intervalos de tempo são coincidentes com os intervalos onde *G. scitula* exibe altos valores de sua abundância relativa.

Desta forma, apesar de *G. scitula* relacionar-se com os eventos de estratificação da coluna d'água, neste estudo o aumento na abundância relativa desta espécie parece responder melhor às quedas nos valores de salinidades superficiais marinhas conforme observado por Toledo *et al* (*op.cit.*).

Em um estudo realizado no Atlântico equatorial com redes de plâncton foi reportada a relação da alta abundância relativa da espécie *G. crassaformis* com a Contra Corrente Subsuperficial Equatorial (CCSsE) (Jones, 1964). Esta espécie parece proliferar nesta massa d'água, de profundidade subsuperficial e caráter mais salino. Como as paleossalinidades marinhas exibiram seus maiores valores durante o EIM 2 (Toledo *et al*, *op.cit.*), a maior abundância relativa de *G. crassaformis* observada neste período era esperada (Figura 90).

A incompatibilidade das curvas de abundância relativa da espécie *G. crassaformis* entre os dois testemunhos estudados é atribuída à diferente resolução entre os mesmos. Porém se olharmos cuidadosamente as curvas percebemos que os picos observados no KF-B são relativamente próximos dos observados no testemunho KF-C (em torno de 16.000 e 7.000 anos).

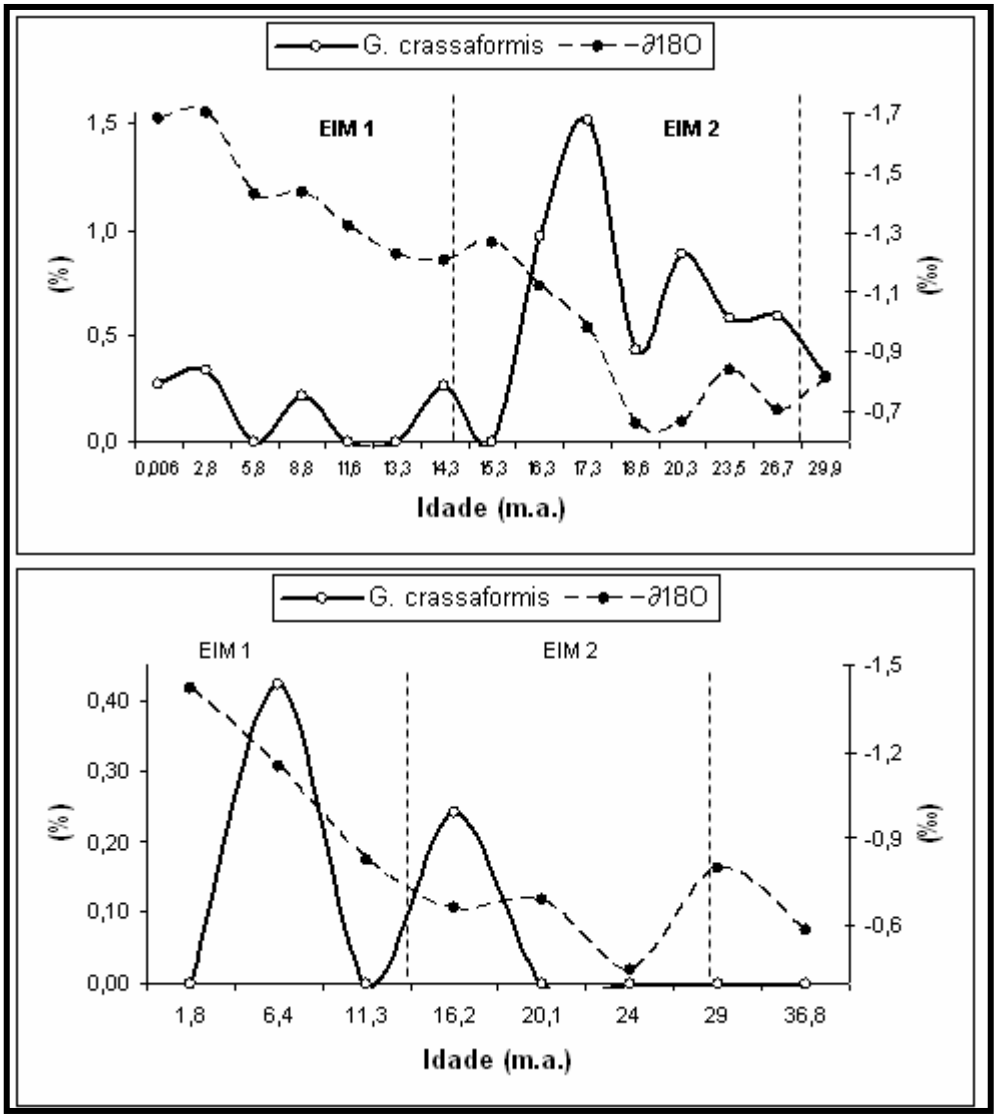

Figura 90: Abundância relativa de *G. crassaformis* e variação isotópica de oxigênio nos últimos 30.000 anos, nos testemunhos KF-C (superior) e KF-B.

Ao analisarmos o testemunho de melhor resolução estratigráfica observamos que a maior abundância relativa de *G. crassaformis* ocorre no EIM 2. A alta abundância relativa desta espécie durante este período é atribuída aos altos valores de salinidade superficial, característico do EIM 2 (Toledo *et al*, 2007) (Figura 91).

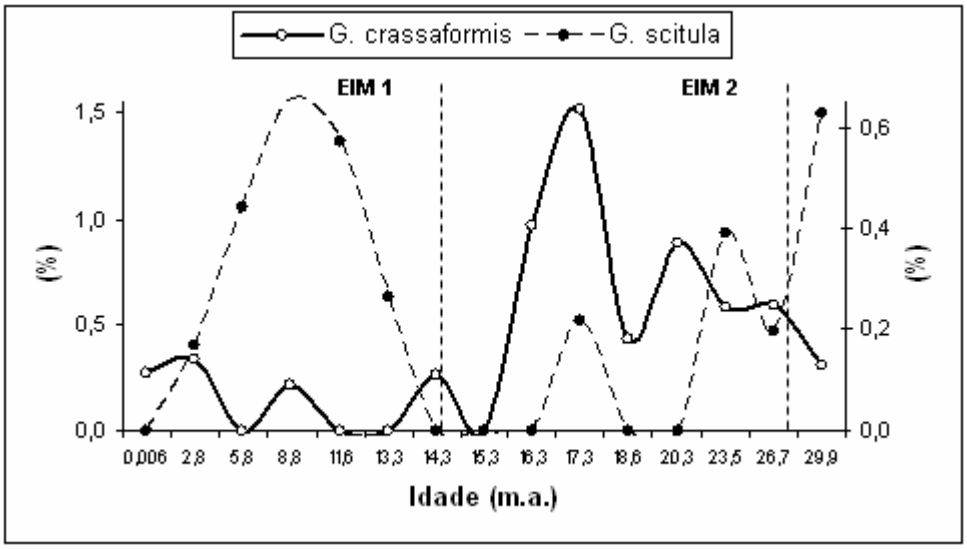

Figura 91: Abundância relativa de *G. crassaformis versus G. scitula* nos últimos 30.000 anos, no testemunho KF-C.

A figura 91 mostra as abundâncias relativas das espécies *G. crassaformis* e *G. scitula*, duas espécies que são conhecidas por relacionar-se com a salinidade superficial marinha. Enquanto *G. scitula* não tolera altos valores de salinidade superficial, *G. crassaformis* prefere ambientes com altos valores de salinidade (Hilbrecht, H., 1996).

Durante o EIM 2, quando os valores de salinidade superficial estão mais elevados a espécie *G. crassaformis* exibe alta abundância relativa, ao contrário de *G. scitula*. No EIM 1, quando os valores de salinidade superficial são menores, a abundância relativa de *G. crassaformis* diminui sensivelmente, enquanto *G. scitula* exibe os maiores valores de sua abundância relativa. Estas espécies mostraram-se sensível às variações de salinidade ocorridas nos últimos 30.000 anos no Atlântico tropical oeste observado por Toledo *et al* (2007).

As espécies *P. obliquoloculata*, *G. truncatulinoides* TT, *G. hirsuta, N. dutertrei* e *G. inflata* exibiram suas maiores abundâncias relativas no EIM 2. Todas estas espécies são conhecidas por apresentarem maior profundidade de *habitat* e serem abundantes em locais onde a efetividade da estratificação da coluna d'água é baixa.

As maiores abundâncias relativas destas espécies no EIM 2 indicam que, durante este período houve mudanças significativas no padrão estrutural da camada de mistura. Estas mudanças estariam relacionadas à diminuição da estratificação da coluna d'água, associada a maior intensidade dos ventos alísios incidindo sobre a superfície marinha. Desta forma a coluna d'água tornar-se-ia mais turbulenta e menos estratificada. Esta observação está de acordo com o observado por Kim e Schneider (2003), onde reportaram que durante o EIM 2 os ventos alísios de SE eram mais intensos na região do Atlântico tropical, resultando em variações significativas no padrão estrutural camada de mistura.

Sob estas condições de ventos alísios mais intensos, o transporte de calor e massa do Atlântico subtropical leste para o Atlântico equatorial oeste aumentou e, assim, intensificou a Corrente Sul Equatorial. O aumento da intensidade dos ventos alísios de SE magnificou a ressurgência no SW da África resultando em uma termoclina mais rasa porção tropical leste e mais profunda na porção tropical oeste do Atlântico Sul (Kim e Schneider, *op.cit.*).

Com a intensificação da Corrente Sul Equatorial, relacionada aos ventos alísios de SE mais intensos, o empilhamento de águas na porção oeste do Atlântico tropical é maior. Este empilhamento intensificaria a Contra Corrente Subsuperficial Equatorial (CCSsE), já que esta componente é tradicionalmente pensada como sendo resultado direto do gradiente de pressão resultante do fluxo para oeste associado com a inclinação zonal da superfície do mar (Peterson e Stramma, 1991).

O desaparecimento ou o decréscimo das abundâncias relativas das espécies *P. obliquoloculata*, *G. truncatulinoides*, *G. hirsuta*, *G. inflata* e em menor escala *N. dutertrei* no Holoceno, é explicada pelo reestabelecimento de condições mais estáveis deste período. No Holoceno são observadas maiores temperaturas e menores salinidades superficiais, que reduzem a densidade superficial marinha restabelecendo a estratificação da camada de mistura, inibindo a proliferação de espécies de maior profundidade de *habitat* (Toledo *et al*, 2007).

Nas regiões tropicais, devido à maior incidência solar, a profundidade da nutriclina coincide com a profundidade da termoclina (Colling, 2001). Desta forma

o aprofundamento da termoclina observado por Kim e Schneider (2003) durante o EIM 2 inevitavelmente ocasionou no aprofundamento da nutriclina, o que é observado neste estudo.

As curvas de $\partial^{13}C$ exibiram uma tendência de aumento nos dois testemunhos estudados, mostrando-se mais instáveis durante o EIM 2. No estágio isotópico seguinte é possível notar um comportamento mais estável, além de maiores valores de $\partial^{13}C$ (Figuras 92 e 93).

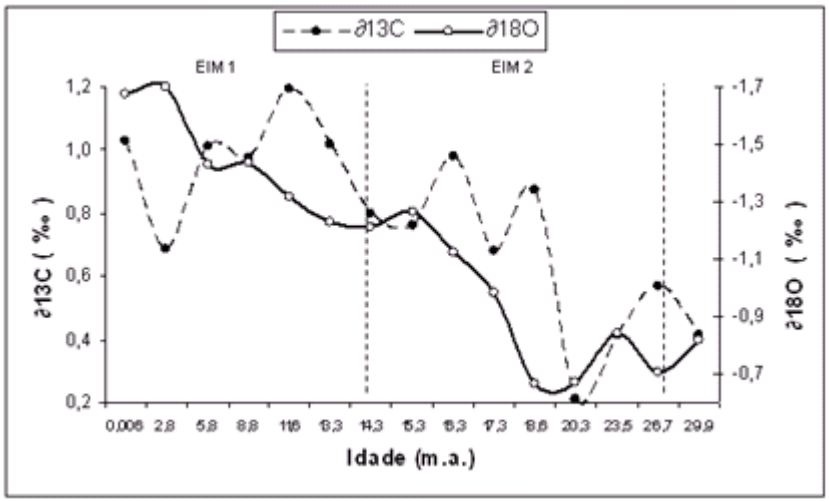

Figura 92: Variação isotópica de oxigênio e carbono nos últimos 30.000 anos, no testemunho KF-C.

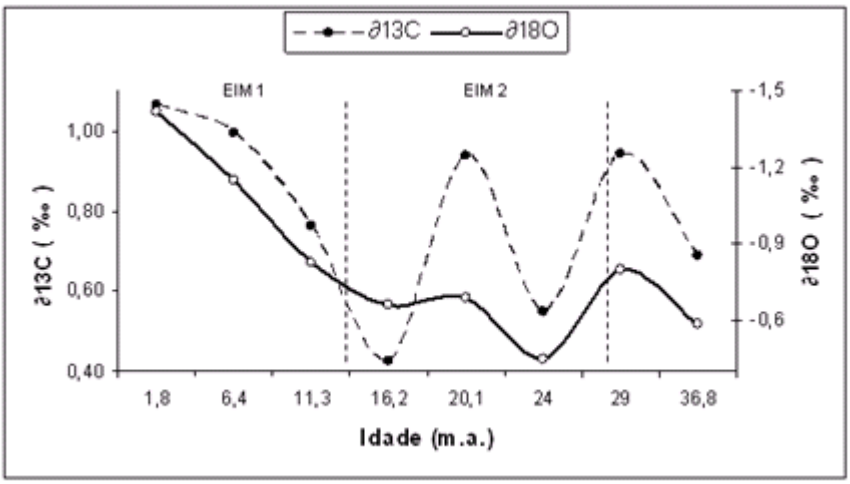

Figura 93: Variação isotópica de oxigênio e carbono nos últimos 30.000 anos, no testemunho KF-B.

Os baixos valores de $\partial^{13}C$ durante o EIM 2 estão relacionados à maior produtividade ocorrida durante este estágio na porção do Atlântico tropical oeste. Durante este período, os ventos alísios, então mais intensos, causaram uma turbulência na coluna d'água rompendo a barreira de densidade, que separa a camada superficial, escassa em nutrientes, da camada sobrejacente, rica em nutrientes. Com o restabelecimento das condições atmosféricas e oceanográficas observadas no Holoceno, a barreira de densidade foi restaurada, impedindo que os nutrientes, provenientes da camada mais profunda, alcançassem a camada superficial. Isto pode ser visualizado pelos valores mais altos de $\partial^{13}C$ durante o EIM 1 nas figuras anteriores.

Com a coluna d'água mais turbulenta e menos estratificada, algumas espécies de maior profundidade de habitat foram favorecidas por esta condição, entre estas *G. truncatulinoides* dextral (Figura 94), *G. truncatulinoides* TT (Figura 95)*, G. hirsuta, N. dutertrei*, e *G. scitula* (esta no testemunho KF-B) (Figura 96).

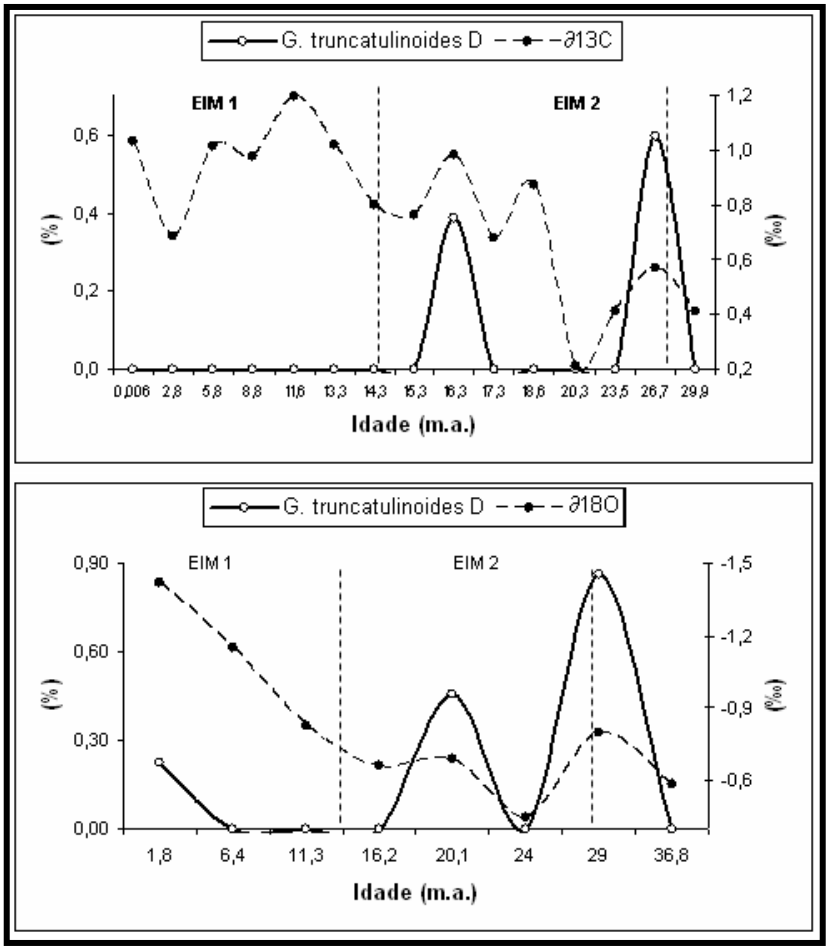

Figura 94: Abundância relativa de *G. crassaformis* e variação isotópica de carbono nos últimos 30.000 anos, nos testemunhos KF-C (superior) e KF-B.

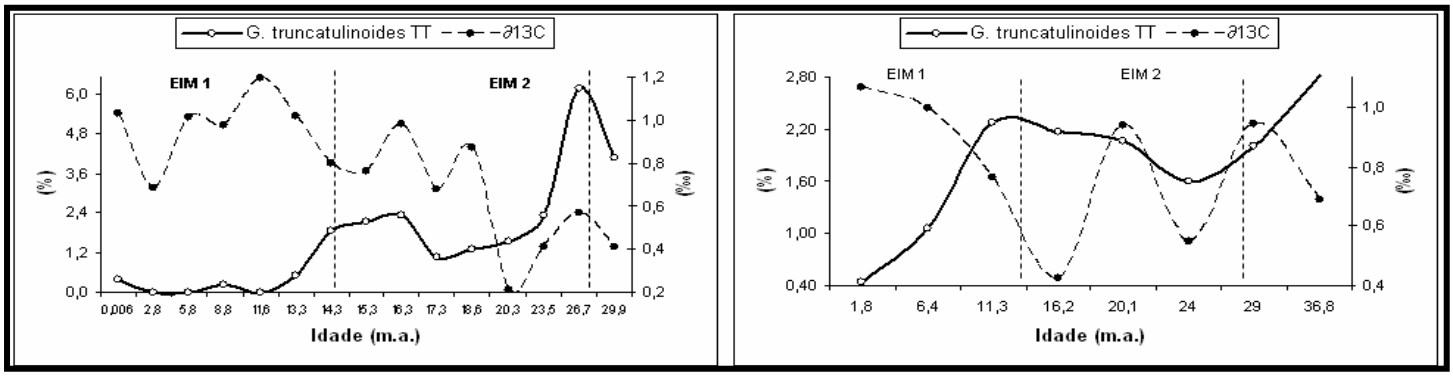

Figura 95: Abundância relativa de *G. trucatulinoides* total e variação isotópica de carbono nos últimos 30.000 anos, nos testemunhos KF-C (superior) e KF-B (inferior).

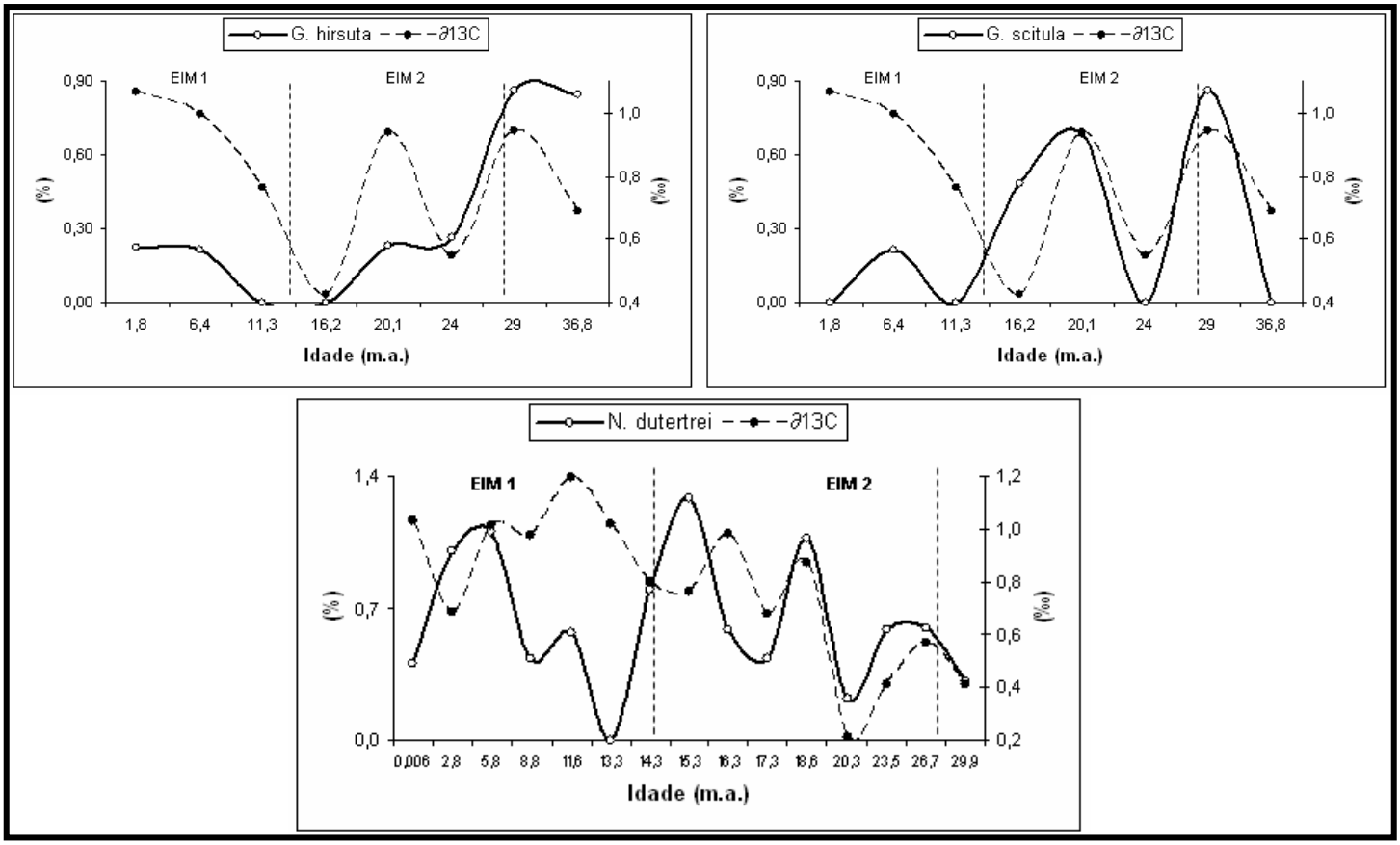

Figura 96: Variação da abundância relativa de *G. hirsuta* (superior, à esquerda), *G. scitula* (superior à direita) no KF-B e *N. dutertrei* (inferior) no KF-C e variação isotópica de carbono nos últimos 30.000 anos.

.

Como dito anteriormente, *G. conglonbatus* ocupa a camada superficial, mas pode descer para maiores profundidades na coluna d'água. Por este motivo, esta

espécie não foi sensível ao enfrequecimento da estratificação durante o EIM 2. Da mesma forma, com a restauração da estratificação, conforme observado no Holoceno, esta espécie também não se mostrou sensível, exibindo alta abundância relativa no KF-C (Figura 97).

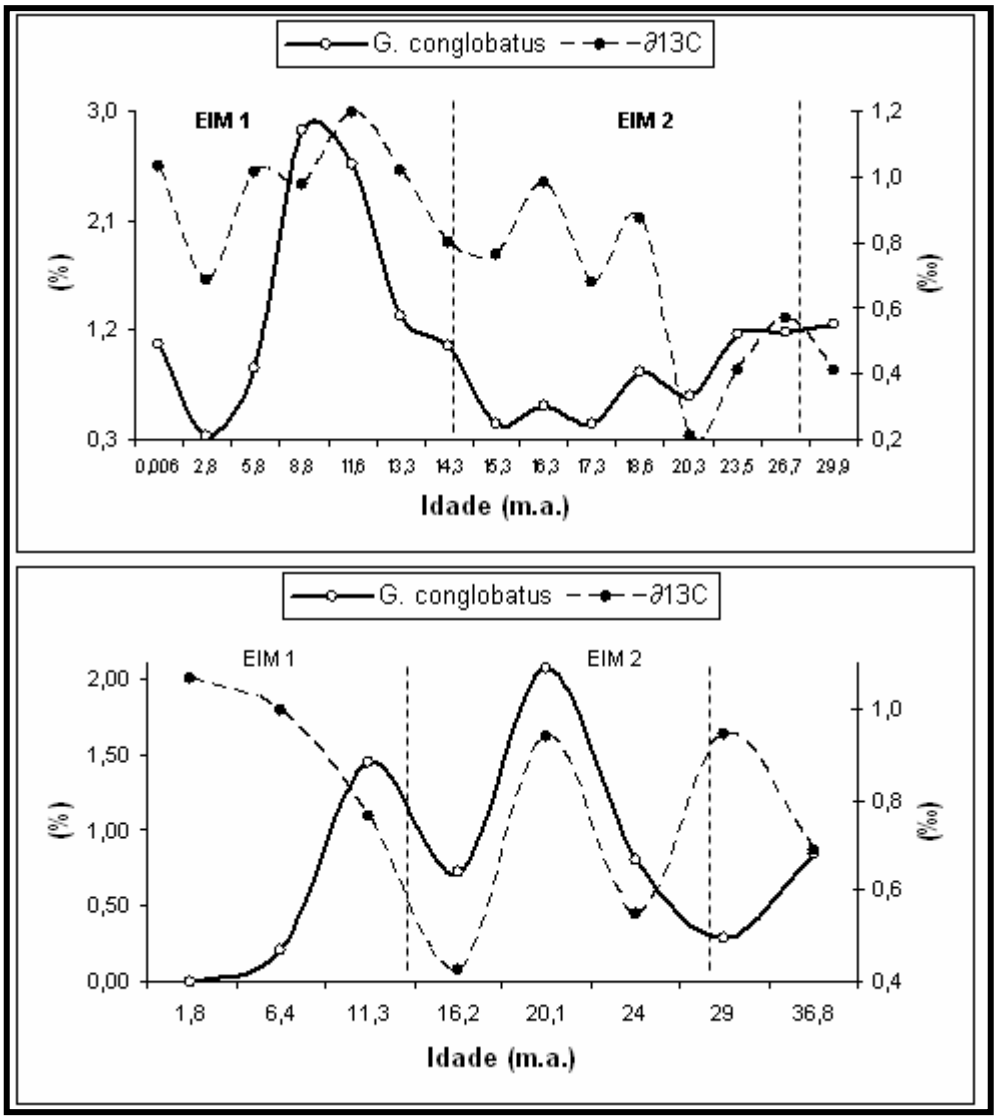

Figura 97: Abundância relativa de *G. conglobatus* e variação isotópica de carbono nos últimos 30.000 anos, nos testemunhos KF-C (superior) e KF-B.

A espécie *Globigerina bulloides* é uma espécie de caráter transicional e polar, sendo abundante nestas regiões (Hemleben *et al*., 1989). No entanto esta espécie tolera grandes variações de temperatura superficial, salinidade e

densidade, não sendo limitado por estes parâmetros (Hilbrecht, H., 1996). Em regiões de baixa latitude esta espécie exibe abundância relativa máxima em áreas de ressurgência, sugerindo uma preferência desta espécie por ambientes mais produtivos (Hemleben *et al*., 1989; Hilbrecht, H., *op. cit.*).

Neste estudo a abundância relativa de *G. bulloides* é maior no EIM 2, nos dois testemunhos estudados (Figura 98). O comportamento desta espécie parece responder ao sinal global de produtividade, exibido pelas curvas de $\partial^{13}C$. É evidente a queda na abundância relativa de *G. bulloides* nos últimos 30.000 anos ao longo dos testemunhos.

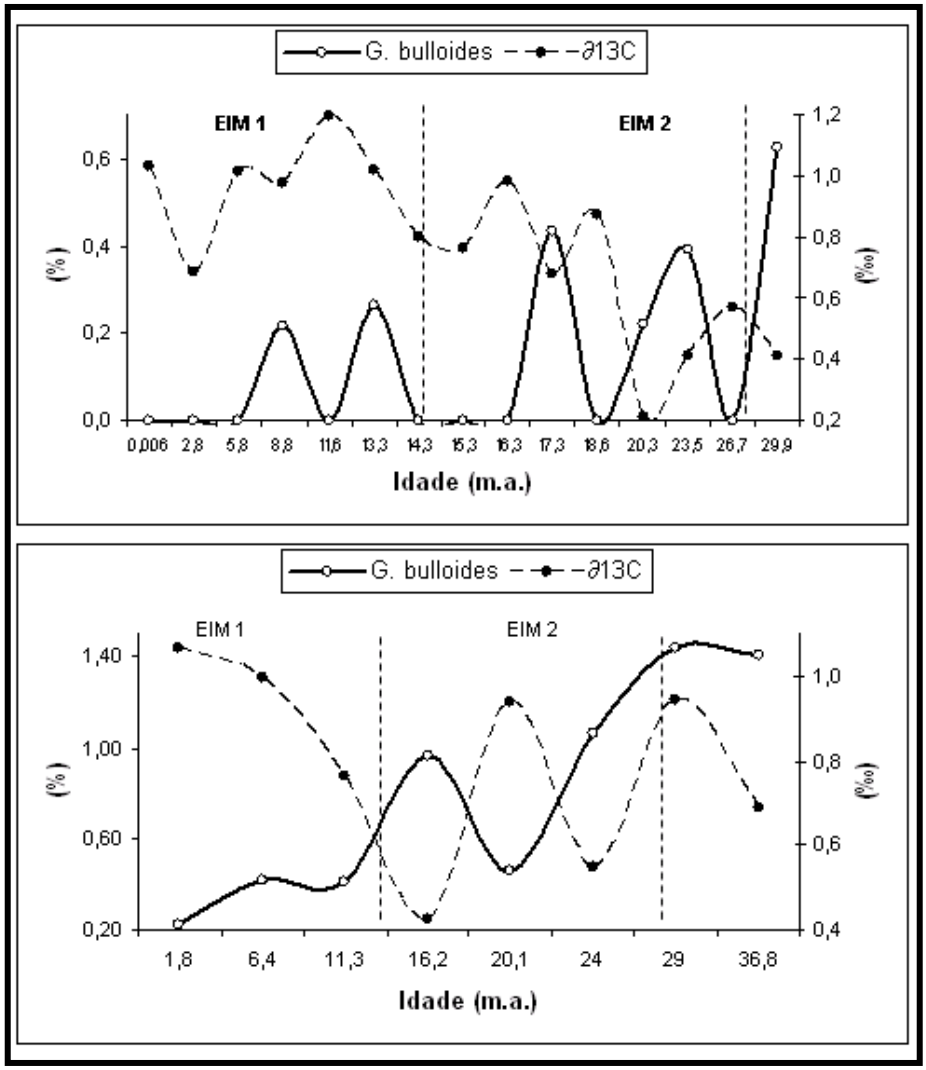

Figura 98: Abundância relativa de *G. bulloides* e variação isotópica de carbono nos últimos 30.000 anos, nos testemunhos KF-C (topo) e KF-B.

A partir dos dados isotópicos de oxigênio ($\partial^{18}O$) e carbono ($\partial^{13}C$), em conjunto com a análise das assembléias dos foraminíferos planctônicos fósseis, foi

possível observar mudanças sensíveis no padrão estrutural da coluna d'água na região tropical oeste do Atlântico sul nos últimos 30.000 anos. Estas mudanças foram visualizadas mais facilmente a partir da distinção dos Estágios Isotópicos Marinhos.

O EIM 2 é qualificado por apresentar condições atmosféricas e oceanográficas mais intensas, caracterizados por ventos alísios mais fortes e uma coluna d'água mais turbulenta. Estas condições favoreceram as espécies de *habitat* mais profundo, que se relacionam aos eventos de instabilidade da camada de mistura, a saber: *P. obliquoloculata*, *G. truncatulinoides* TT, *G. hirsuta*, *G. inflata* e *N. dutertrei*. A maior abundância relativa destas espécies, observadas durante o EIM 2, indicam que a efetividade da estratificação vertical e a estabilidade da coluna d'água na região tropical oeste do Atlântico sul eram menores do que no Holoceno.

A estabilidade da coluna d'água é garantida pela forte estratificação que separa a camada de mistura das regiões mais profundas. Este limite é marcado pela profundidade da termoclina, que nas regiões tropicais é igual a profundidade da nutriclina. Durante o EIM 2, com a baixa efetividade da estratificação, a camada profunda pôde fornecer nutrientes à camada superficial, comumente escassa em nutrientes, o que pôde ser obserado pelos baixos valores de $\partial^{13}C$ no EIM 2.

A espécie *G. bulloides*, geralmente associada a regiões produtivas em baixas latitudes, parece ter respondido às alterações na produtividade superficial nos últimos 30.000 na região de estudo. A abundância relativa desta espécie diminui à medida que os valores de $\partial^{13}C$ aumentam, sugerindo uma preferência desta espécie por ambientes mais produtivos.

Apesar de *G. bulloides* ter respondido bem às alterações na produtividade superficial, demonstrado pelas curvas de abundância relativa *versus* $\partial^{13}C$, os dados isotópicos de carbono não podem ser considerado um *proxy* de produtiviidade confiável neste estudo. O valor de $\partial^{13}C$, extraído da testa do foraminífero *G. ruber*, está sujeito a diversos desvios.

De acordo com Rohling e Cooke (1999) o desvio no valor do $\partial^{13}C$ pode ser causado por: 1) utilização metabólica do CO_2 durante a formação da testa, 2)

variação na taxa de crescimento da concha, 3) variação na concentração de carbonato e 4) pela atividade fotossintética dos simbiontes. Os efeitos não ocorrem necessariamente separados, podendo haver simultaneidade. Contudo, a atividade fotossintética realizada pelos organismos simbiontes parece ser a causa mais adequada, já que *G. ruber* é uma espécie conhecida por hospedar simbiontes (Hemleben *et al.*, 1989), o que compromete os dados isotópicos de carbono extraído desta espécie. Desta forma, este estudo sugere que os dados isotópicos de carbono ($\partial^{13}C$) extraído da testa de *G. ruber*, sozinhos, não podem ser utilizados para inferir a paleoprodutividade no Atlântico tropical oeste nos últimos 30.000 anos.

Numerosos *proxies* são utilizados em diferentes estudos paleoceanográficos com intuito de conhecer a paleoprodutividade de determinada porção do oceano. Estudos recentes apontam para os restos biogênicos (opala e compostos orgânicos) que são preservados nos sedimentos marinhos profundos (Romero *et al* 1999). Além destes, o bário (Gingele *et al*, 1999) e outros metais traços como o cádmio, o cobre ou radionuclídeos como o tório (^{230}Th) (Frank *et al*, 1999; Walter *et al*, 1999) são *proxies* de aumento de fluxo e por isso relacionam-se a produtividade. Outros *proxies* relacionados à produtividade são aqueles que representam a concentração de nutrientes na coluna d'água. Estes são, por exemplo, a relação Cd/Ca das testas de microorganismos marinhos (Boyle 1988),.

O decréscimo da abundância relativa das espécies *P. obliquoloculata*, *G. truncatulinoides* TT, *G. hirsuta*, *G. inflata* e *N. dutertrei* durante o Holoceno é explicada pelo restabelecimento da estabilidade da coluna d'água, representada forte estratificação que separa a camada de mistura das regiões mais profundas. Estas condições, tipicamente observadas durante o EIM 1, favoreceram outros foraminíferos planctônicos, a saber: complexo *menardii, G. calida*, G*. rubescens*, *C. nitida*, *G. ruber* 'rosa' e *G. conglobatus*.

As variações nos valores de salinidade superficial marinha nos últimos 30.000 anos, conforme observada por Toledo *et al* (2007), parece ter afetado a abundância relativa de determinadas espécies que se relacionam com este

parâmetro. De acordo com esses autores durante o EIM 2 os valores de salinidade superficial eram maiores que os observados no Holoceno.

Por este motivo a espécie *G. crassaformis*, abundante em ambientes mais salinos, exibiu suas maiores abundâncias relativas durante este período. No EIM 1, os valores de salinidade superficial regressaram aos patamares observados recentemente, juntamente com o decréscimo na abundância relativa de *G. crassaformis*. A diminuição nos valores de salinidade superficial é concomitantes com o aumento na abundância reativa de *G. scitula*, espécie conhecida por não tolerar altos valores e grandes variações sazonais neste parâmetro. Estas espécies mostraram-se sensíveis e concomitantes as oscilações dos valores de salinidade superficial marinha ao longo dos últimos 30.000 anos no Atlântico sul tropical oeste.

6.2 Estimativa de Paleotemperatura Superficial Marinha

De acordo com as paleotemperaturas médias anuais estimadas, a fauna exibida nas assembléias dos foraminíferos planctônicos fósseis é tropical e assim se mantém ao longo dos últimos 30.000 anos. Isto é claramente observado nos dados aqui discutidos, que permaneceram em torno 27 e 29°C. Estes valores são próximos dos máximos observados no Atlântico atualmente, o que impossibilitaria o método de produzir paleotemperaturas superficiais mais altas do que as observadas atualmente (Figura 99).

As paleotemperaturas superficiais marinhas durante o EIM 2 também exibem altos valores, próximos aos máximos observados atualmente. Isto mostra que durante este período o Atlântico tropical oeste atuou como um reservatório de calor. Este fato foi visualizado, especialmente no KF-C, durante os eventos de resfriamento global de curta duração no Hemisfério norte, sobretudo o UMG (23.000 – 19.000 anos), o evento *Heinrich* 1 (17.000 – 15.400 anos) e, durante o EIM 1, o *Younger Dryas* (13.000 – 11.500 anos).

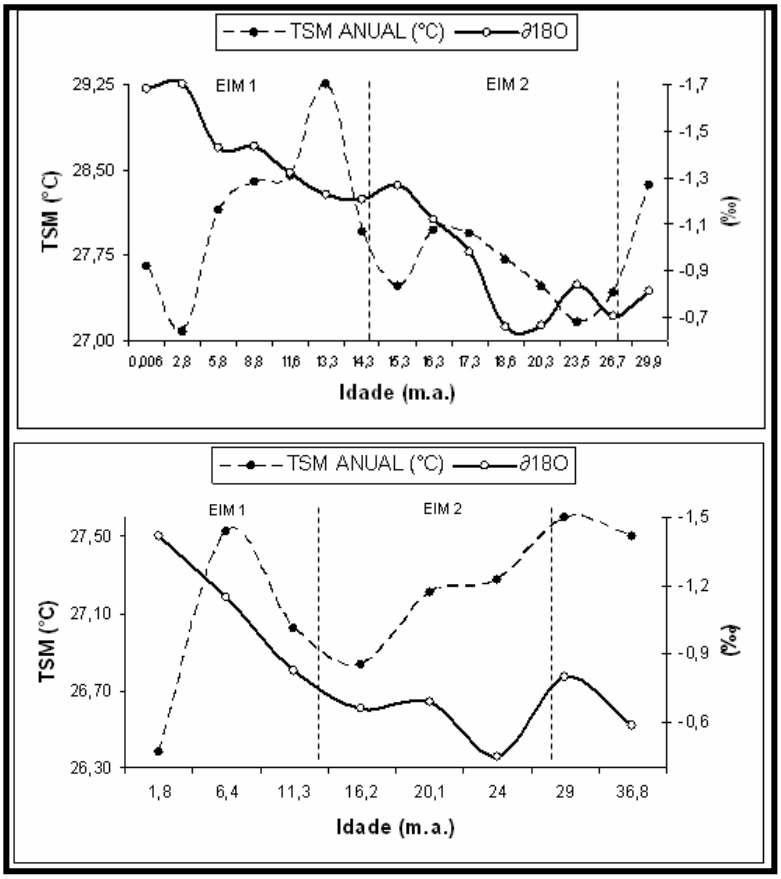

Figura 99: Variação da paleotemperatura superficial marinha e variação isotópica de oxigênio nos últimos 30.000 anos para os testemunhos KF-C (topo) e KF-B.

Estes altos valores observados na paleotemperatura superficial marinha estão de acordo com estudos recentes nesta porção do Atlântico tropical. Nestes trabalhos foi reportado o aquecimento das águas superficiais desta região durante os eventos de resfriamento de curta duração no Hemisfério norte (Toledo *et al*, 2007; Weldeab *et al*, 2006; Kim e Schneider, 2003).

Diversas espécies de foraminíferos planctônicos mostraram-se sensíveis às oscilações de paleotemperatura ao longo dos últimos 30.000 anos. Determinadas espécies exibiram abundância relativa diretamente proporcional a paleotemperatura superficial estimada, *i.e.*, aumentavam ou diminuíam sua

abundância de acordo com o aumento ou decréscimo da paleotemperatura superficial marinha.

A espécie *G. tenella* foi uma dessas espécies. Neste estudo sua abundância relativa máxima não ultrapassou 3%. Esta espécie de *habitat* tropical é conhecida por ocorrer sob uma grande variação de salinidade e temperatura superficial marinha (Hilbrecht, H., 1996) (Figura 100).

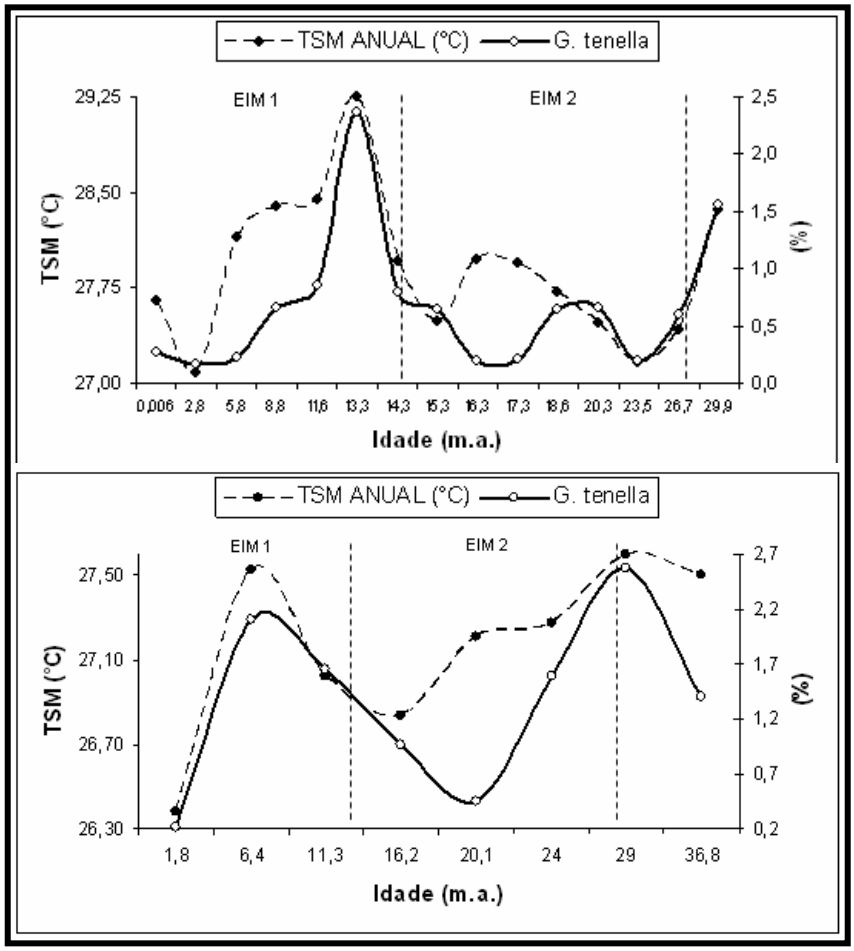

Figura 100: Abundância relativa de *G. tenella* e variação da paleotemperatura superficial marinha nos últimos 30.000 anos, nos testemunho KF-C (topo) e KF-B.

A espécie *G. sacculifer* foi a segunda espécie mais abundante observada nos dois testemunhos estudados. Esta espécie, tanto a forma sem saco quanto a com saco, demonstrou sensibilidade às oscilações de paleotemperatura superficial marinha (Figura 101 e 102).

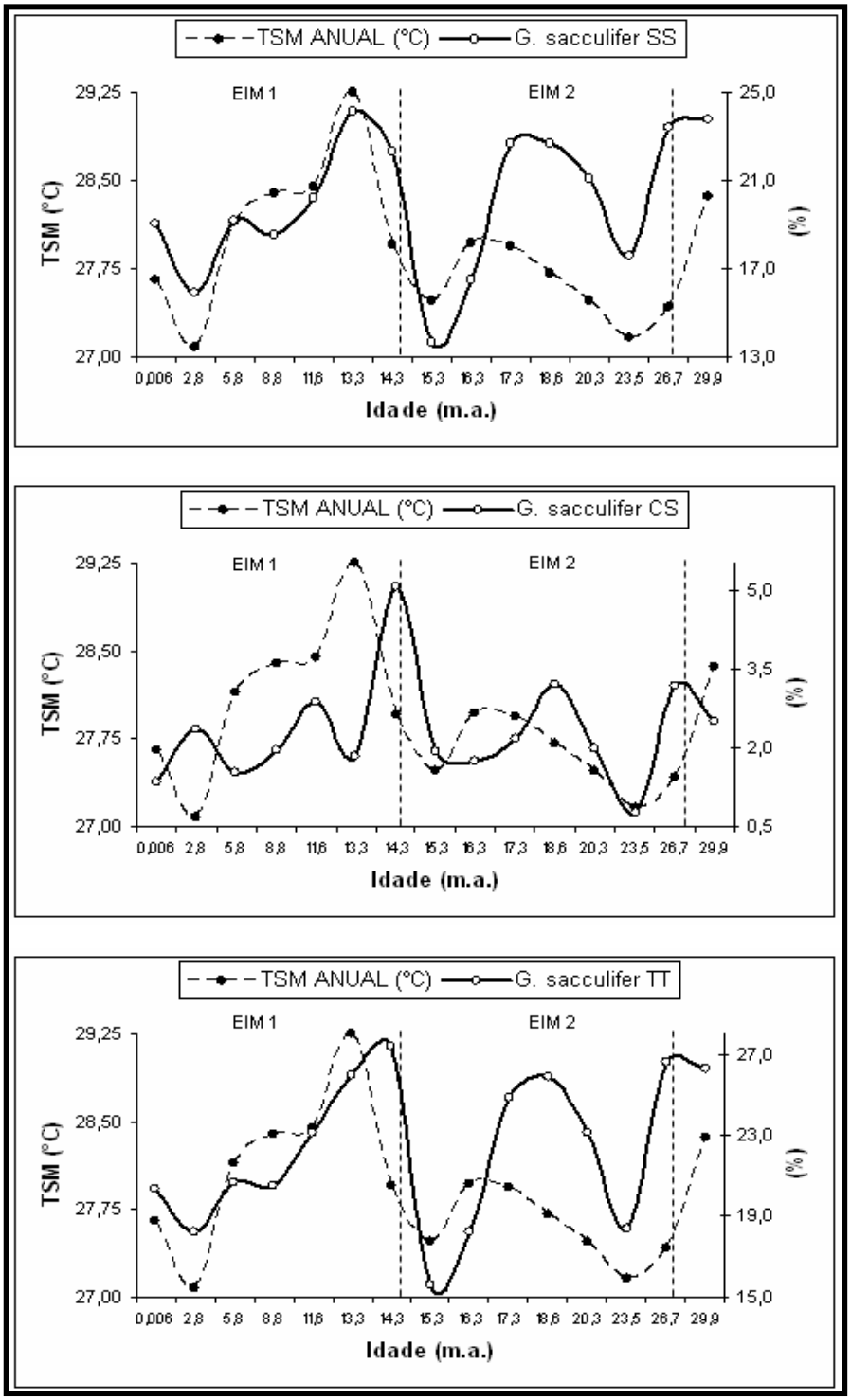

Figura 101: Abundância relativa de *G.sacculifer* e variação da paleotemperatura superficial marinha nos últimos 30.000 anos, nos testemunho KF-C.

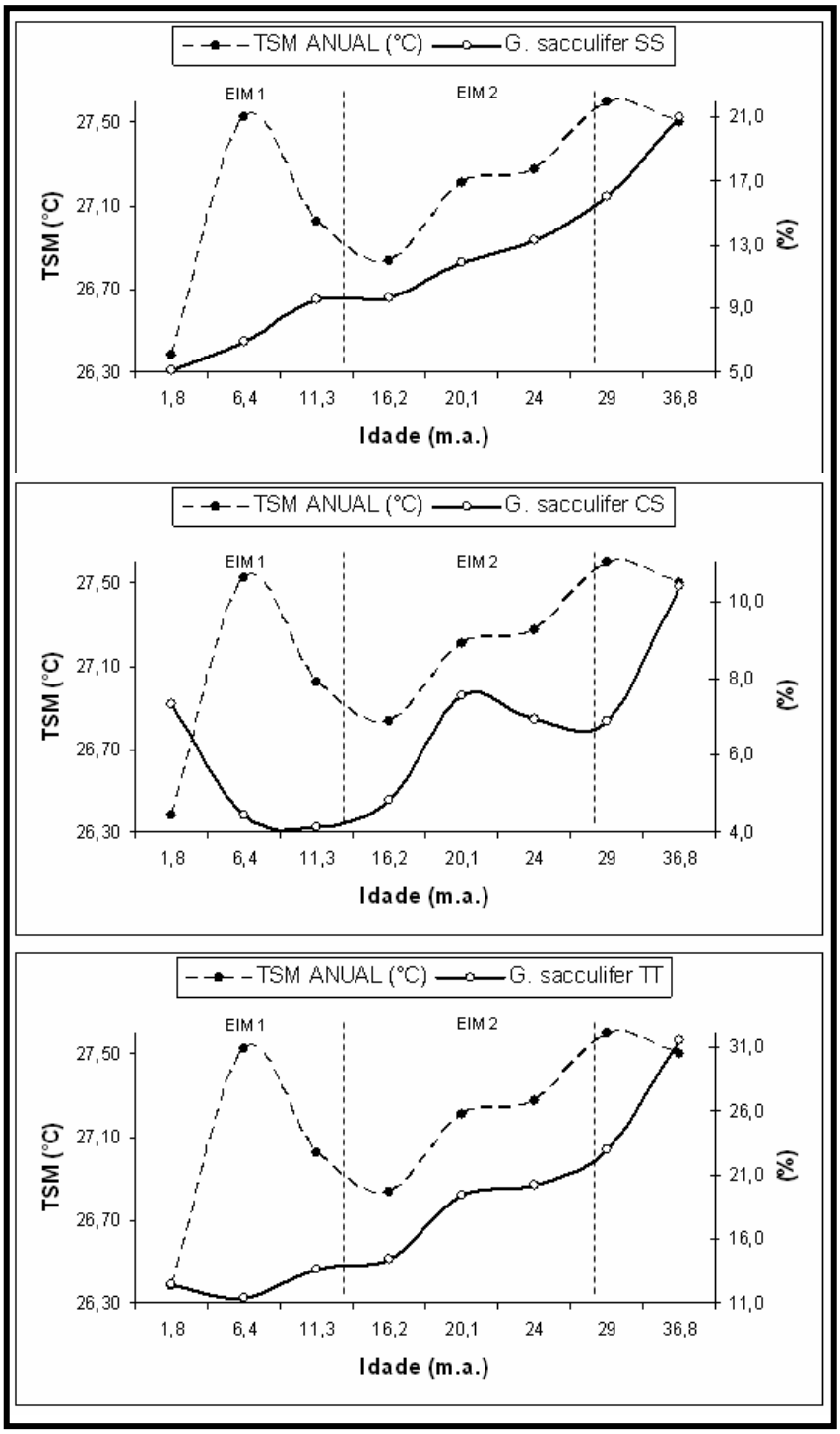

Figura 102: Abundância relativa de *G.sacculifer* e variação da paleotemperatura superficial marinha nos últimos 30.000 anos, nos testemunho KF-B.

O foraminífero planctônico *S. dehiscens* exibiu abundância relativa muito baixa neste estudo, com máximo igual a 0,5%. Porém sua baixa abundância relativa não a faz menos importante que as demais no papel de compreender a dinâmica paleocenográfica da região tropical oeste do Atlântico (Figura 103).

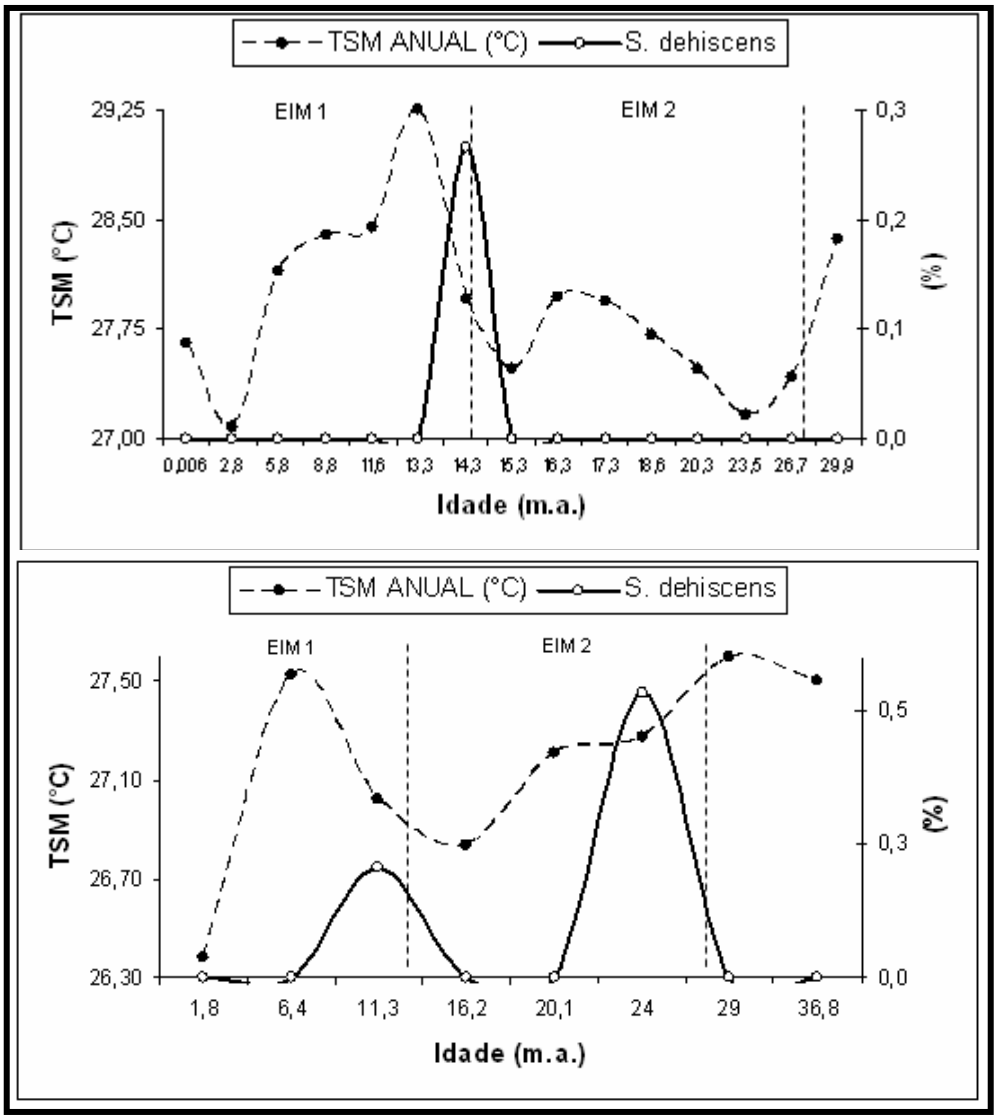

Figura 103: Abundância relativa de *S. dehiscens* e variação da paleotemperatura superficial marinha nos últimos 30.000 anos, nos testemunho KF-C (topo) e KF-B.

S. dehiscens é um raro componente das assembléias faunais fósseis. Esta espécie exibe clara preferência pelas temperaturas superficiais tropicais e ambientes com baixa sazonalidade e saliidades médias (Hilbrecht, H., 1996). Sua

relação com a temperatura a 200m e com áreas de baixa estratificação vertical sugere maior profundidade de habitat desta espécie (Hemleben *et al*., 1989).

A espécie *G. calida*, que exibiu abundância relativa máxima igual a 5%, também respondeu diretamente às oscilações observadas no comportamento da palotemperatura superficial marinha (Figura 104).

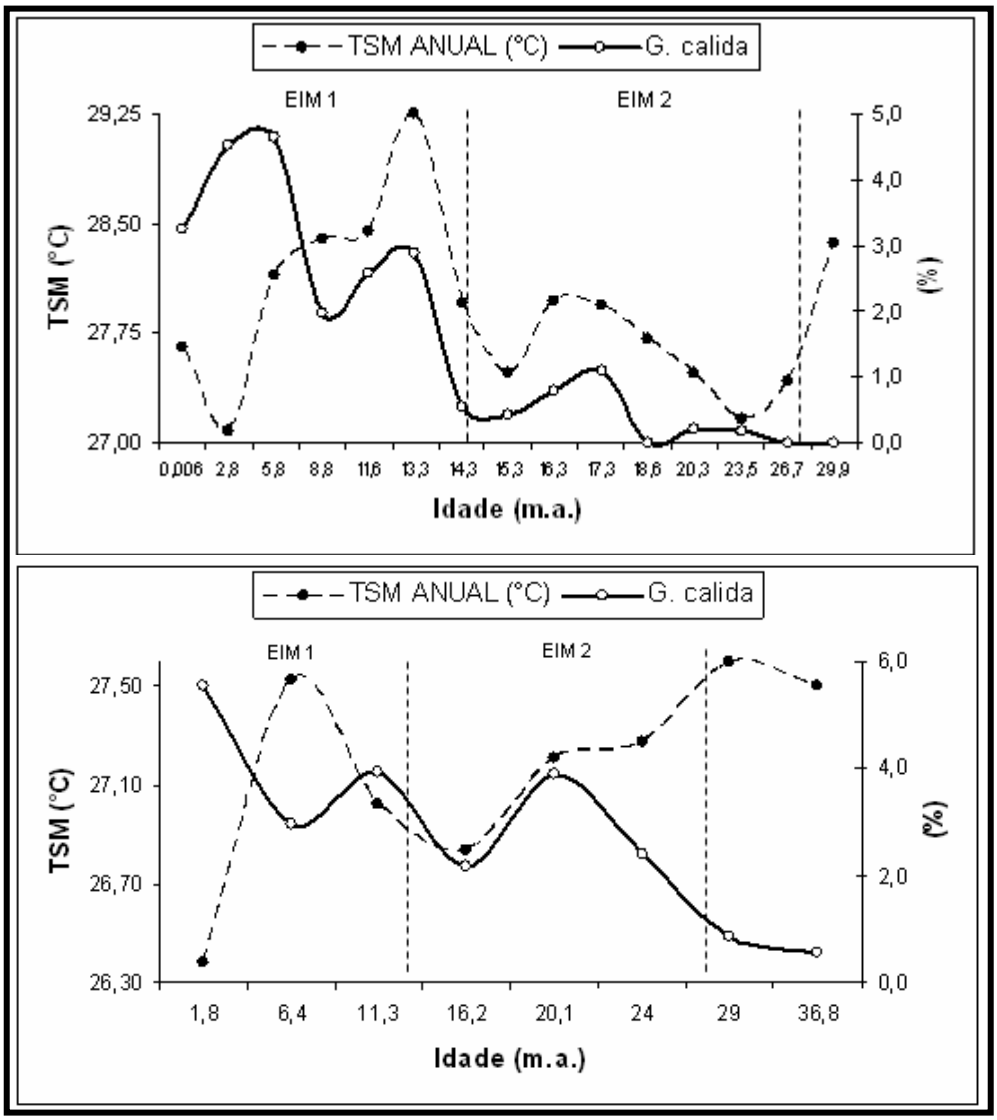

Figura 104: Abundância relativa de *G. tenella* e variação da paleotemperatura superficial marinha nos últimos 30.000 anos, nos testemunho KF-C (topo) e KF-B.

A espécie *G. falconensis* foi outra espécie que se mostrou sensível às oscilações de paleotemperatura superficial marinha (Figura 105).

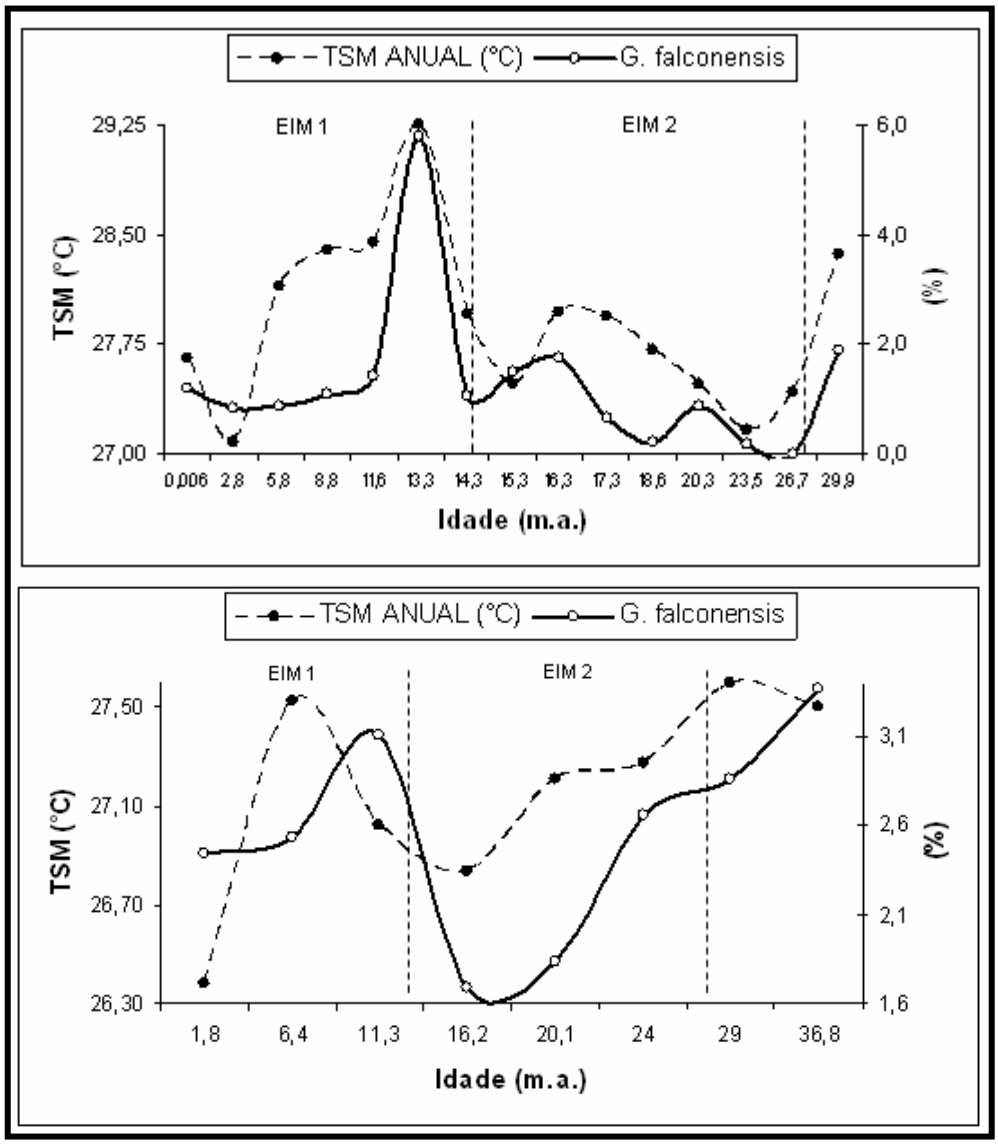

Figura 105: Abundância relativa de *G. falconensis* e variação da paleotemperatura superficial marinha nos últimos 30.000 anos, nos testemunho KF-C (topo) e KF-B.

G. falconensis exibe distinta preferência por condições observadas nos ambientes subtropicais, *e.g.*, salinidades mais altas e temperaturas mais amenas (Hilbrecht, H., 1996).

A relação abundância relativa e temperatura superficial é bastante conhecida quando nos referimos as espécies do complexo *menardii*. Desde o

trabalho pioneiro de Schott (1935) a alta abundância relativa deste grupo de foraminíferos planctônicos é relacionada aos períodos interglaciais (Figura 106).

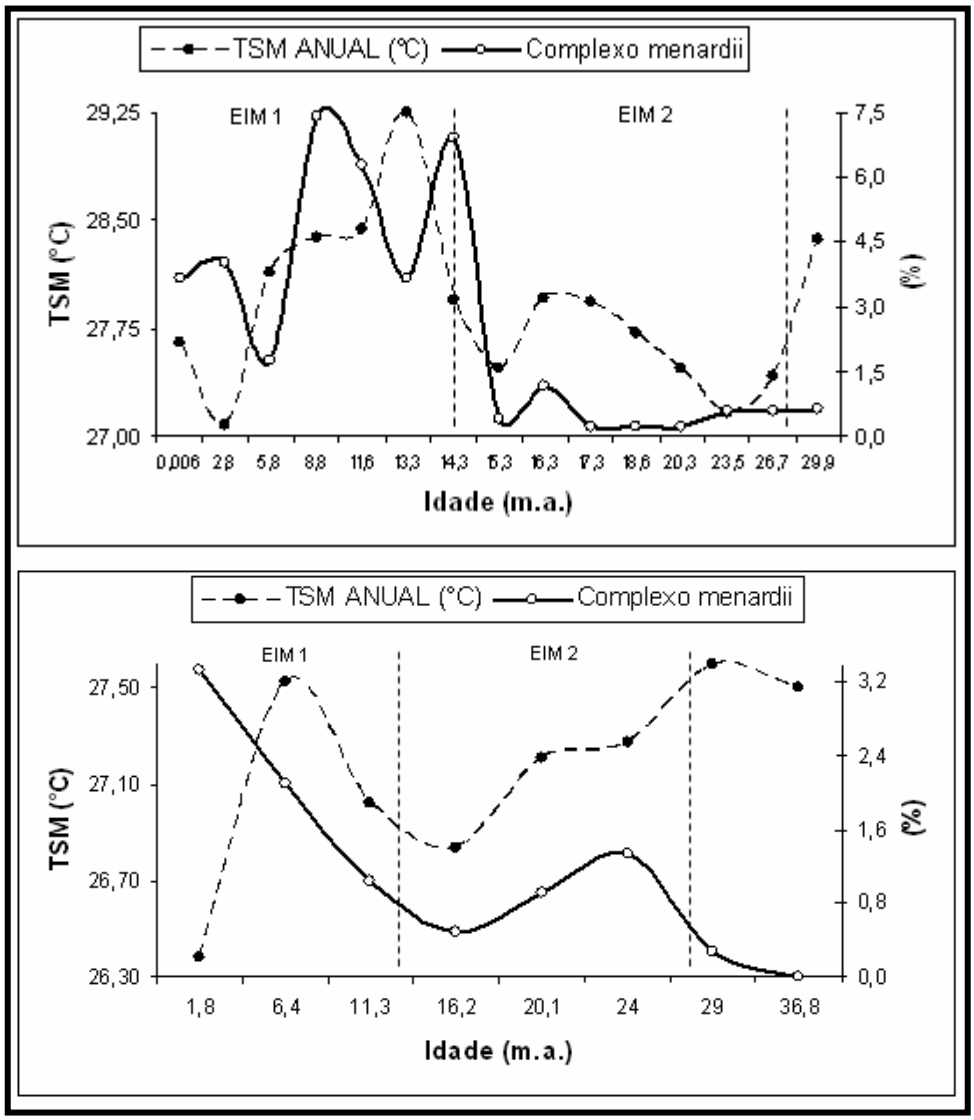

Figura 106: Abundância relativa de complexo *menardii* e variação da paleotemperatura superficial marinha nos últimos 30.000 anos, nos testemunho KF-C (topo) e KF-B.

O foraminífero planctônico *G. rubescens* também demonstrou sensibilidade às oscilações da paleotemperatura superficial marinha (Figura 107).

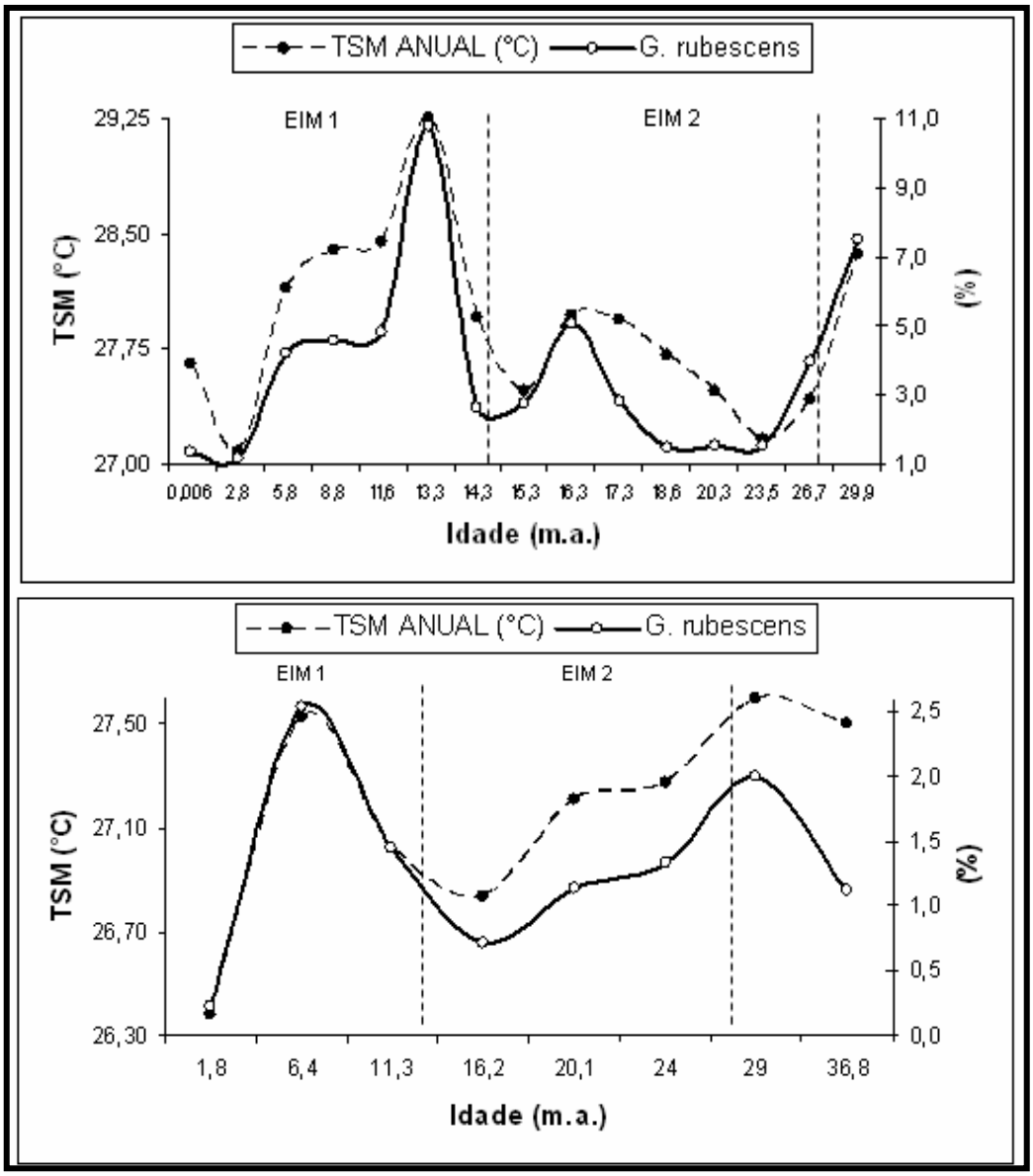

Figura 107: Abundância relativa de *G. rubescens* e variação da paleotemperatura superficial marinha nos últimos 30.000 anos, nos testemunho KF-C (topo) e KF-B.

Da mesma forma a espécie *C. nitida* respondeu às oscilações observadas no comportamento da palotemperatura superficial marinha (Figura 108).

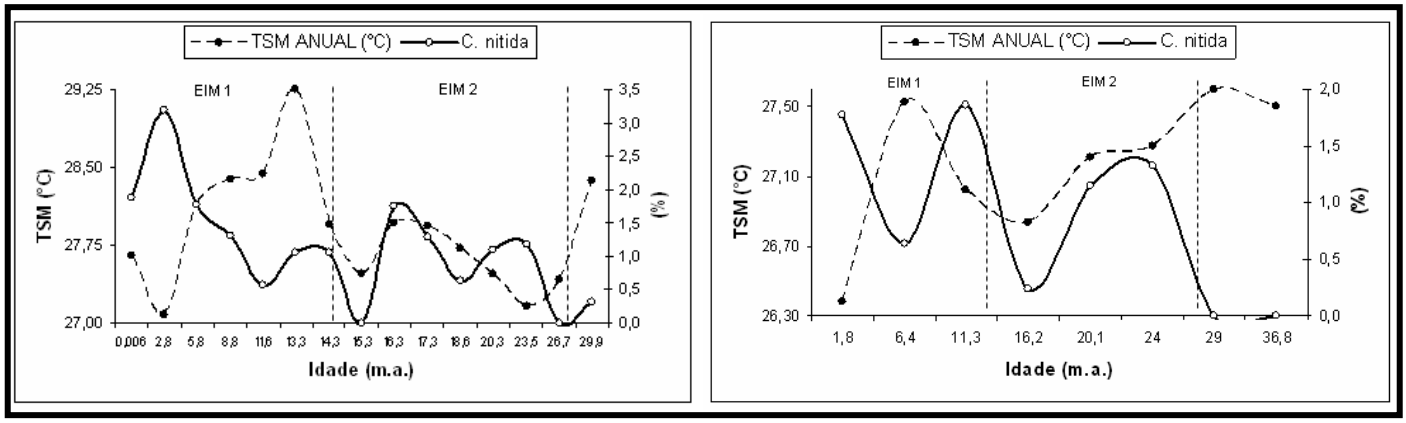

Figura 108: Abundância relativa de *C. nitida* e variação da paleotemperatura superficial marinha nos últimos 30.000 anos, nos testemunho KF-C (topo) e KF-B.

O mesmo comportamento foi observado na espécie *G. conglobatus* que também se mostrou sensível às oscilações da paleotemperatura superficial marinha (Figura 109).

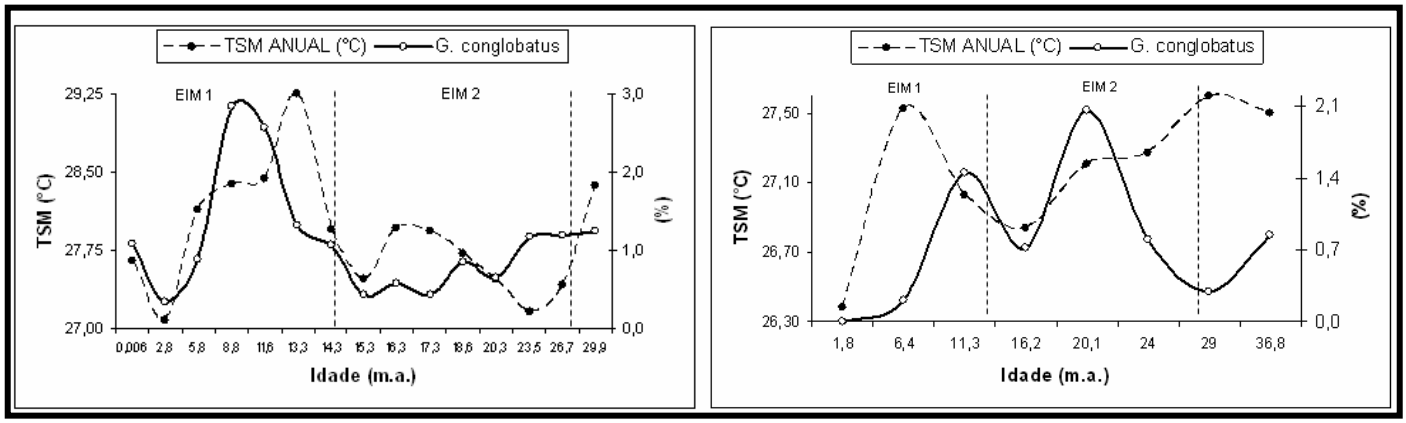

Figura 109: Abundância relativa de *G. conglobatus* e variação da paleotemperatura superficial marinha nos últimos 30.000 anos, nos testemunho KF-C (topo) e KF-B.

Outra espécie também conhecida por sua relação com a temperatura superficial marinha é *G. ruber* 'rosa'. O comportamento desta espécie demonstrou sensibilidade às oscilações da paleotemperatura superficial marinha neste estudo (Figura 110).

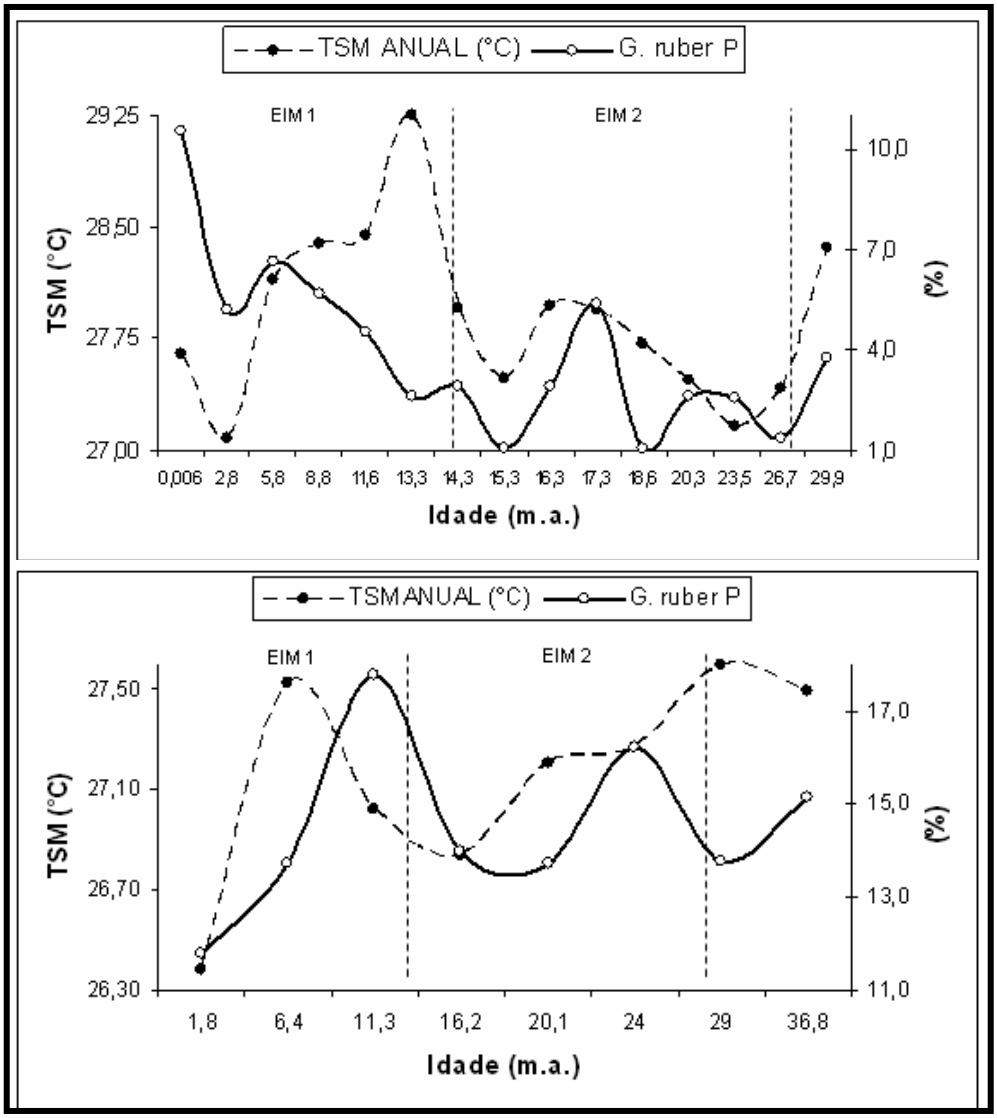

Figura 110: Abundância relativa de *G. ruber* 'rosa' e variação da paleotemperatura superficial marinha nos últimos 30.000 anos, nos testemunho KF-C (topo) e KF-B.

Ambas as variedades da espécie *G. ruber* estão associdadas a camada de mistura e relacionados com a temperatura da superfície do mar. A variedade 'rosa' prefere *habitats* "mais quentes" que a variedade 'branca'. Esta, por sua vez, exibe

máxima abundância nas áreas quentes ao norte e ao sul das regiões subtropicais enquanto que *G. ruber* 'rosa' exibe seu máximo na região tropical (Bé, 1977).

O comportamento de *G. ruber* 'rosa' exibe relações distintas de forma 'branca' o que sugere diferentes adaptações. A espécie *G. ruber* 'rosa', geralmente está associada à temperaturas mais quentes enquanto que *G. ruber* 'branca' é associada a temperaturas superficiais mais amenas (Hilbrecht, 1996) (Figura 111).

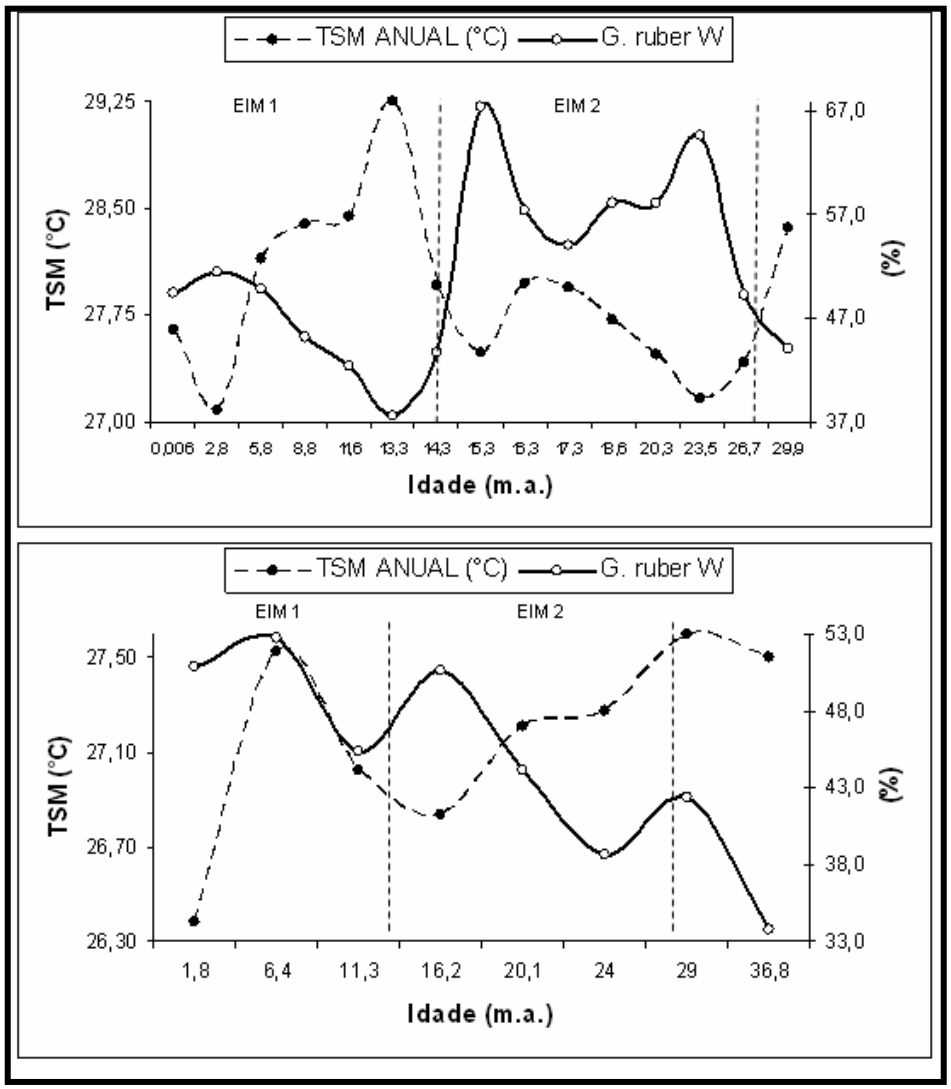

Figura 111: Abundância relativa de *G. ruber* 'branca' e variação da paleotemperatura superficial marinha nos últimos 30.000 anos, nos testemunho KF-C (topo) e KF-B.

A espécie *G. ruber* ‘branca’ foi a espécie que apresentou a maior abundância relativa dentre todas as espécies observadas nos dois testemunhos estudados. Os valores máximos alcançaram 67% no testemunho KF-C e 53% no KF-B.

A abundância relativa da espécie *G. ruber* ‘branca’ mostrou-se inversamente proporcional a paleotemperatura superficial marinha, *i.e.*, observa-se a queda na abundância relativa da espécie à medida que os valores de paleotemperatura superficial aumentam. Isto se deve a baixa tolerância desta espécie aos altos valores de paleotemperatura observados nos últimos 30.000 anos.

A faixa de tolerância de temperatura superficial para a espécie *G. ruber* ‘branca’ é igual a 24,2°C (± 3,5) e, desta forma, 27°C seria o valor aproximado da temperatura máxima tolerada por esta espécie (Bé, 1977). Neste sentido, a abundância relativa desta espécie parece, neste estudo, aumentar sempre que os valores de paleotemperatura superficial se “afastam” dos 27°C para valores mais baixos. O oposto também é observado, *i.e.*, a abundância relativa de *G. ruber* ‘branca’ diminui sempre que os valores de temperatura estão acima de 27°C.

A oscilação na abundância relativa de *G. ruber* ‘branca’ em função da tolerância aos altos valores de paleotemperatura superficial é visualizada melhor no testemunho KF-C, de maior resolução estratigráfica. Contudo o testemunho KF-B também ajudou a entender este fato, uma vez que o comportamento da espécie observado neste testemunho confirma esta hipótese.

Determinadas espécies observadas neste estudo exibiram comportamento análogo ao de *G. ruber* ‘branca’, *i.e.*, foi observado aumento na abundância relativa destas espécies na medida em que os valores de paleotemperatura superficial diminuíam.

A espécie *G. siphonifera* está entre essas espécies. Sua abundância relativa parece diminuir onde são observadas altas paleotemperaturas superficiais marinhas (Figura 112).

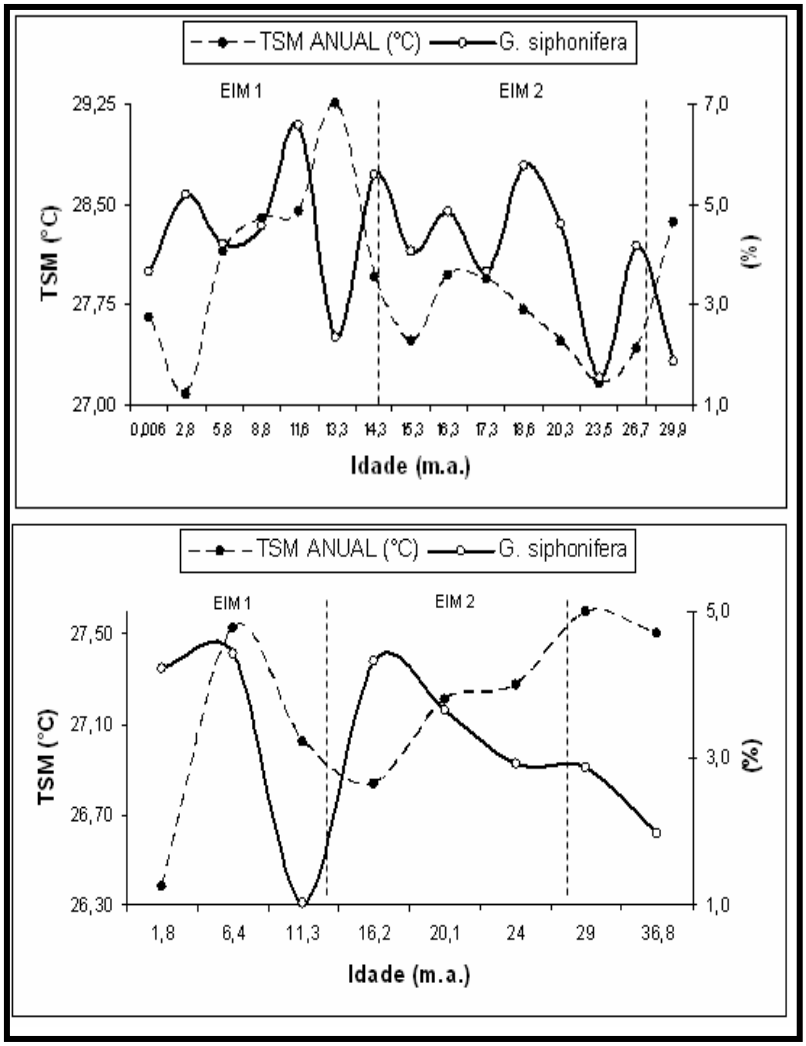

Figura 112: Abundância relativa de *G. siphoniera* e variação da paleotemperatura superficial marinha nos últimos 30.000 anos, nos testemunho KF-C (topo) e KF-B.

A espécie *N. dutertrei*, observada apenas no testemunho KF-C, também pareceu não tolerar os altos valores de paleotemperaturas superficiais marinhas (Figura 113).

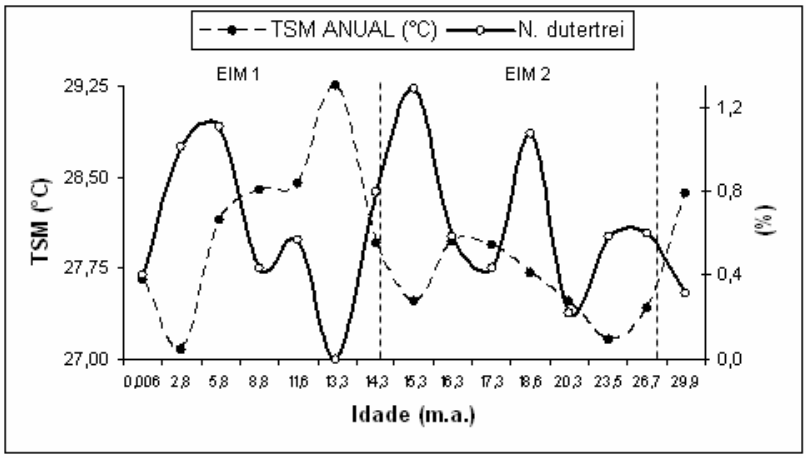

Figura 113: Abundância relativa de *N. dutertrei* e variação da paleotemperatura superficial marinha nos últimos 30.000 anos, nos testemunho KF-C (topo) e KF-B.

A espécie *G. inflata* apresentou uma abundância relativa muito baixa, principalmente no testemunho KF-C. Porém em ambos os testemunhos são nítidos as tendências de queda, especialmente, no testemunho KF-B, onde esta espécie exibiu os mais altos valores de sua abundância relativa (Figura 114 e 115).

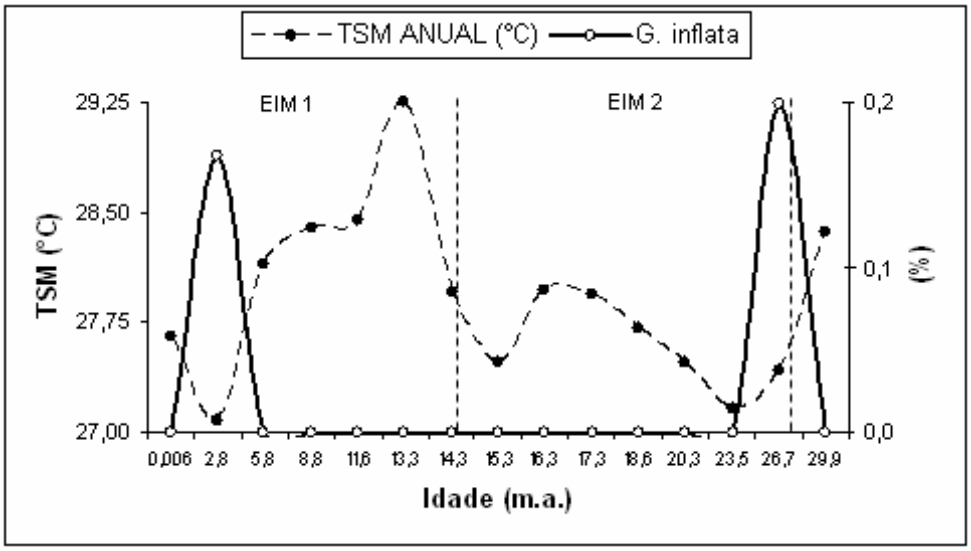

Figura 114: Abundância relativa de *G. inflata* e variação da paleotemperatura superficial marinha nos últimos 30.000 anos, no testemunho KF-C (topo).

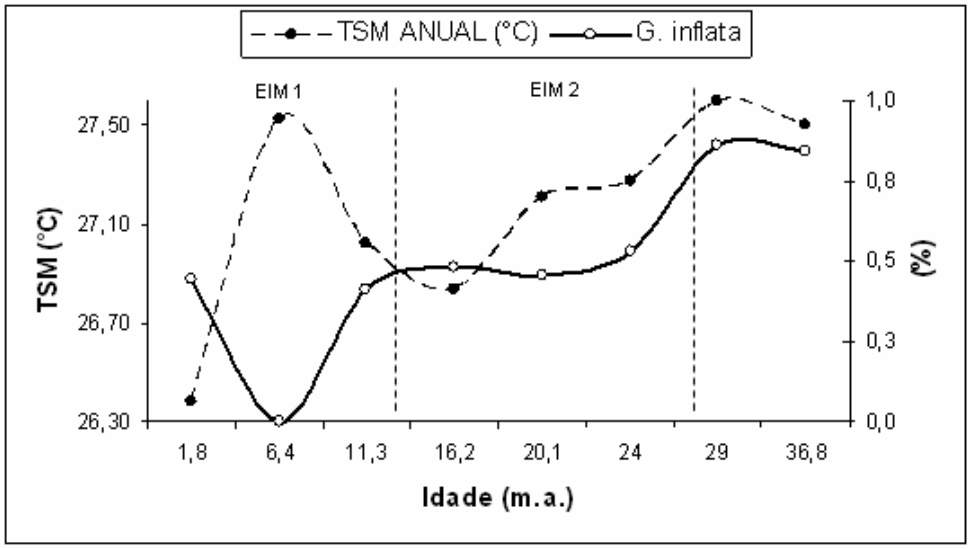

Figura 115: Abundância relativa de *G. inflata* e variação da paleotemperatura superficial marinha nos últimos 30.000 anos, no testemunho KF-B.

Uma das espécies de foraminíferos planctônicos mais vastamente distribuídas é *Orbulina universa*. Devido a sua ampla distribuição biogeográfica é difícil atribuir um parâmetro físico preferencial para esta espécie (Hilbrecht, H., 1996). Entretanto, neste estudo, especialmente no testemunho KF-C, *O. universa* parece não tolerar altos valores de paleotemperatura superficial, conforme observado nas figuras abaixo (Figura 116 e 117).

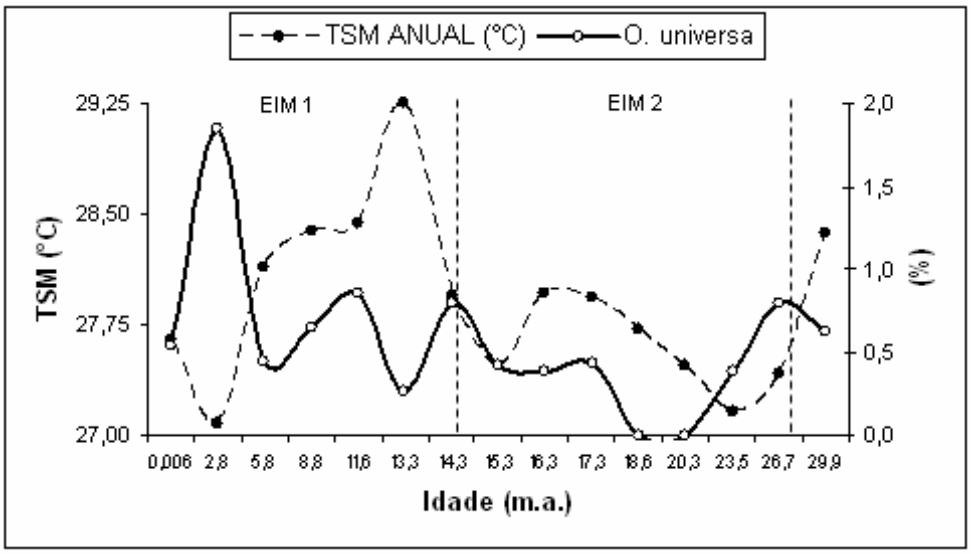

Figura 116: Abundância relativa de *O. universa* e variação da paleotemperatura superficial marinha nos últimos 30.000 anos, no testemunho KF-C.

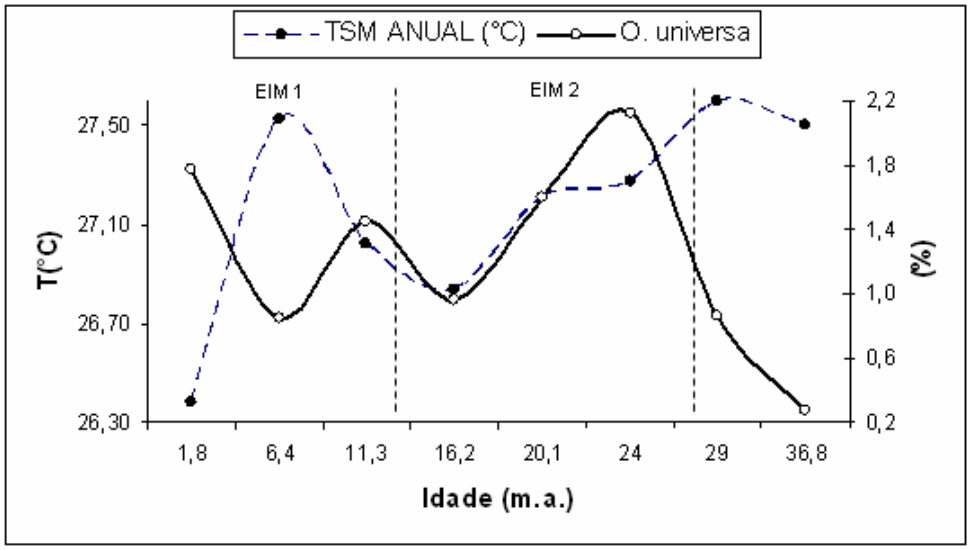

Figura 117: Abundância relativa de *O universa* e variação da paleotemperatura superficial marinha nos últimos 30.000 anos, no testemunho KF-B.

A espécie *G. bulloides*, geralmente associada a ambientes mais frios e produtivos, exibiu baixa abundância relativa, especialmente no testemunho KF-C. Altas paleotemperaturas parecem não ser toleradas por esta espécie (Figuras 118 e 119).

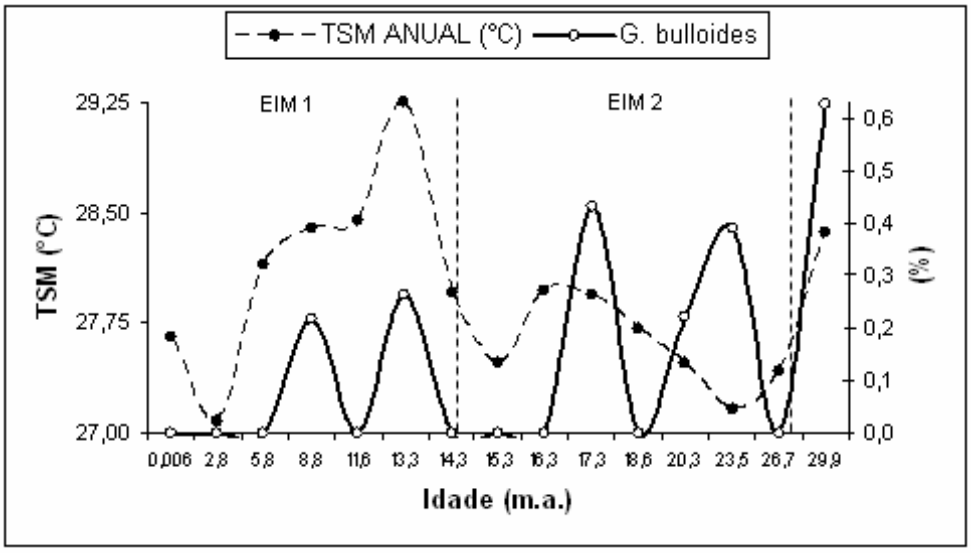

Figura 118: Abundância relativa de *G. bulloides* e variação da paleotemperatura superficial marinha nos últimos 30.000 anos, no testemunho KF-C.

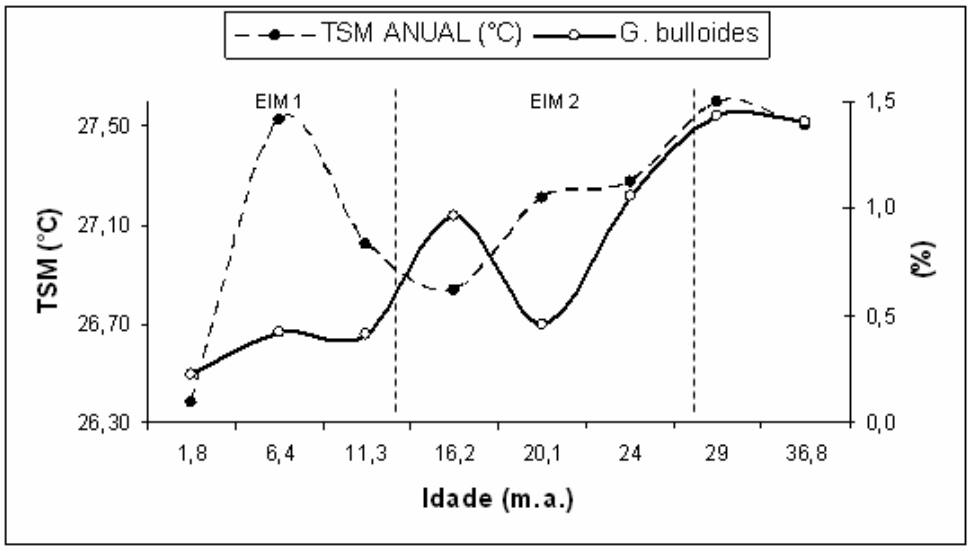

Figura 119: Abundância relativa de *G. rubescens* e variação da paleotemperatura superficial marinha nos últimos 30.000 anos, nos testemunho KF-C (topo) e KF-B.

A espécie *G. glutinata* exibiu abundância relativa praticamente constante nos dois testemunhos estudados e inversamente proporcionais aos altos valores de paleotemperatura superficial (Figuras 120 e121).

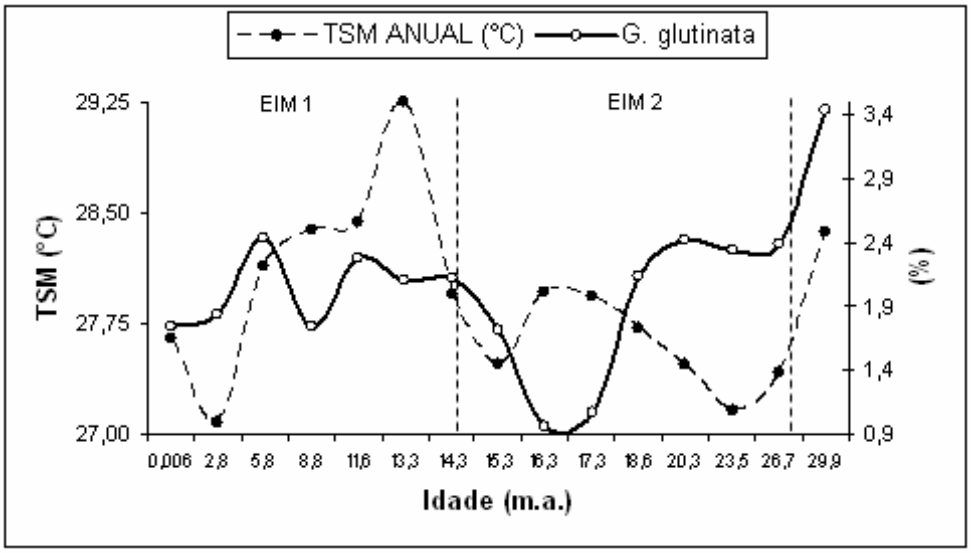

Figura 120: Abundância relativa de *G. glutinata* e variação da paleotemperatura superficial marinha nos últimos 30.000 anos, nos testemunho KF-C (topo) e KF-B.

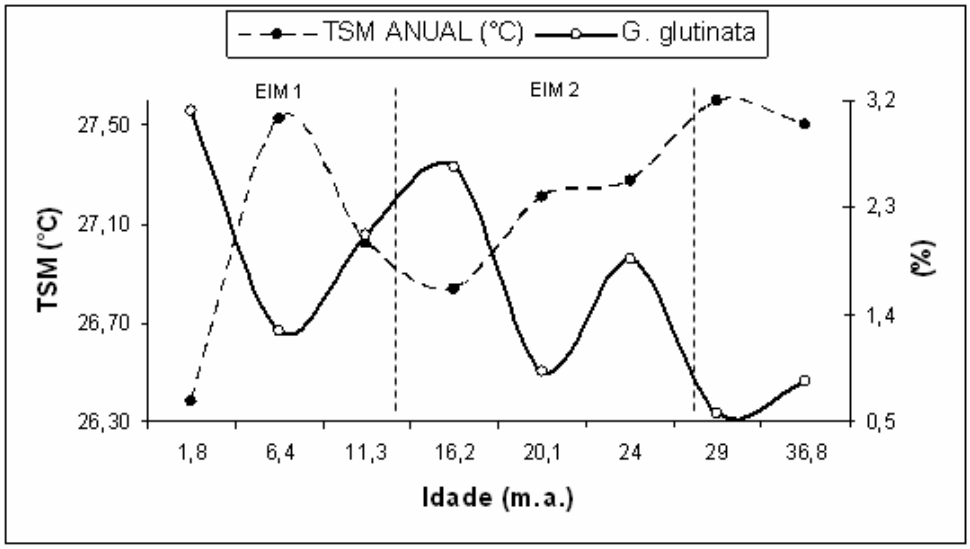

Figura 121: Abundância relativa de *G. glutinata* e variação da paleotemperatura superficial marinha nos últimos 30.000 anos, nos testemunho KF-C (topo) e KF-B.

A espécie *G. glutinata* exibe relações de abundância relativa e parâmetros físicos que se assemelham a de *G. bulloides*, sendo relacionado a ambientes mais produtivos e frios. No entanto *G. glutinata* é conhecida por sua distribuição cosmopolita sendo igualmente abundante em ambientes quentes e frios.

A partir da observação dos resultados de paleotemperatura superficial marinha estimada para a região oeste do Atlântico tropical foi possível notar que não houve mudanças significativas neste parâmetro nos últimos 30.000 anos, exibindo altos valores de paleotemperatura superficial. Neste sentido esta porção do Atlântico tropical oeste atuou como um reservatório de calor durante o EIM 2 e na transição EIM 2 – EIM 1, o que está de acordo com o observado em estudos recentes (Toledo *et al*, 2007; Weldeab *et al*, 2006; Kim e Schneider, 2003).

De acordo com Kim e Schneider (2003) durante o UMG (24.000 – 19.000 anos) os ventos alísios de SE eram mais fortes, acumulando grandes quantidades de água na porção oeste do Atlântico tropical. Este acúmulo favoreceu o aquecimento das águas superficiais nesta região, enquanto que na porção leste do Atlântico foi observado um resfriamento concomitante, que aumentou o gradiente leste-oeste de temperatura superficial marinha. De fato, o aquecimento reportado por estes autores durante o UMG também foi observado neste estudo onde, durante este período, apresentou paleotemperaturas em torno de 27°C.

Os efeitos dos eventos de curta duração (*Heinrich* 1, *Younger Dryas*) na paleotemperatura superficial marinha pôde ser visualizado claramente apenas no testemunho KF-C. Por este motivo estes eventos foram discutidos somente em função deste testemunho, já que a baixa resolução estratigráfica impede a visualização destes eventos no testemunho KF-B.

Durante o evento conhecido como *Heinrich* 1 (17.000 – 15.400 anos) também é observado um aquecimento das águas superficiais do Atlântico tropical oeste (Weldeab *et al*., 2006). Estes autores reportaram um aquecimento de 2,5°C na temperatura superficial desta região do Atlântico.

O aquecimento da porção tropical do Atlântico oeste também foi notado neste estudo, que encontrou paleotemperaturas superficiais em torno de 28°C. De acordo com Kim e Schneider (2003), durante este período a baixa intensidade dos

ventos alísios de SE diminuiu o transporte de massa e calor através do equador e o gradiente leste-oeste de temperatura superficial marinha.

Os maiores valores de paleotemperatura superficial observados neste estudo ocorreram no período entre 13.000 e 11.000 anos, durante outro conhecido evento de resfriamento observado no hemisfério norte, o *Younger Dryas*. Durante este período foi observado o mais alto valor de paleotemperatura superficial marinha estimada para este estudo: 29°C. Este valor é 1°C mais alto que o observado durante o *Heinrich* 1, que está de acordo com o observado por Kim e Schneider (2003). Weldeab *et al*. (2006), que também observaram altos valores de paleotemperatura superficial durante o *Younger Dryas*, reportaram que os aquecimentos ocorridos no Atlânico tropical oeste foram concomitantes com temperaturas atmosféricas mais altas e com a retração do gelo marinho Antártico.

Durante o *Younger Dryas* o panorama do Atlântico tropical oeste era, de acordo com Kim e Schneider (2003), similar ao observado durante o UMG: ventos alísios mais intensos e o restabelecimento do gradiente leste-oeste na paleotemperatura superficial marinha. Com o fim dos eventos *Heinrich* 1 e *Younger Dryas*, foi restabelecido o transporte de massa e calor através do equador, ocasionando o *re*sfriamento do Atlântico tropical oeste (Weldeab *et al*., 2006).

A partir do Holoceno inferior, período compreendido entre 11.000 e 8.000 anos, a intensidade dos ventos alísios retornou aos padrões atuais. Com o restabelecimento das condições atmosféricas e oceanográficas como conhecemos atualmente, foi notada uma sensível queda nos valores de paleotemperatura superficial (Kim e Schneider, 2003), o que também foi observado neste estudo. O mais baixo valor de paleotemperatura superficial marinha estimado para este estudo foi observado no Holoceno superior.

Diversas espécies de foraminíferos planctônicos demonstraram sensibilidade às oscilações da paleotemperatura superficial marinha estimada para os últimos 30.000 anos. Observando o comportamento das curvas das abundâncias relativa dos foraminíferos juntamente com as curvas de paleotemperatura superficial marinha foi possível identificar dois grupos distintos:

o de espécies que aumentavam suas abundâncias relativas com o aumento dos valores de paleotemperatura e o grupo de espécies que exibiram o comportamento oposto.

O grupo de espécies que aumentaram suas abundâncias relativas com o aumento dos valores de paleotemperatura superficial marinha é constituído das espécies, a saber: *G. ruber* 'rosa', *G. tenella*, *G. rubescens*, *G. sacculifer*, *S. dehiscens*, *G. calida*, *G. falconensis*, complexo *menardii*, *C. nitida* e *G. conglobatus*. As espécies que diminuíram suas abundâncias relativas com o aumento nos valores de paleotemperatura superficial, neste estudo, foram: *G. ruber* 'branca', *G. siphonifera*, *N. dutertrei*, *G. inflata*, *G. glutinata*, *O. universa* e *G. bulloides*.

As altas paleotemperaturas superficiais marinhas observadas neste estudo foram os fatores determinantes no aumento da abundância relativa das espécies do primeiro grupo e, mais ainda, na queda da abundância relativa das espécies que constituem o segundo. Estas espécies, especialmente *G. ruber* 'branca', demonstraram evidente intolerância aos altos valores de paleotemperatura superficiais marinhas, conforme observado neste estudo.

Considerando apenas o testemunho KF-C, observamos que os maiores valores de paleotemperatura superficial ocorrem no EIM 1. Isto possivelmente se deve a maior efetividade da estratificação da coluna d'água ocorrida durante o EIM 1, explicada por temperaturas superficiais mais altas e salinidades mais baixas. Estes dois requisitos são essenciais para uma camada de mistura com baixa densidade superficial, o que dificulta a mistura com as águas profundas e mais frias.

As paleotemperaturas mais baixas observadas durante o EIM 2 se deve a instabilidade da coluna d'água causada pelos ventos alísios mais intensos, comum neste período. Estes ventos teriam promovido uma turbulência ao longo da coluna d'água e, assim, favorecendo a mistura das águas superficiais, mais quentes, com águas mais profundas e frias. O aumento da mistura entre a camada superficial e a camada profunda seria o responsável pela diminuição nos valores de paleotemperatura superficial observado durante o EIM 2 neste estudo.

6.3 Análise Fatorial

Este estudo utilizou a análise fatorial modo-Q com a finalidade de reduzir os dados composicionais multivariados, sem que informações importantes fossem negligenciadas. Assim, é possível determinar a influência dos principais parâmetros ambientais que atuaram com maior ou menor intensidade na assembléia dos foraminíferos planctônicos fósseis ao longo do período estudado.

De fato, no testemunho KF-C as 26 espécies observadas nas 15 amostras representativas dos últimos 30.000 anos foram reduzidas a um fator, que explica 97,98% da variância total. No testemunho KF-B, as 28 espécies de foraminíferos planctônicos fósseis observados em 8 amostras representativas dos últimos 30.000 anos também foram reduzidas a um fator, que explica 97,2% da variância total.

Testemunho KF-C

A técnica de análise fatorial modo-Q (rotação Varimax) foi aplicada sobre os dados de abundância relativa (Anexo) dos dois testemunhos estudados. A análise fatorial modo-Q para os dados do KF-C extraiu 15 fatores, cujas variâncias acumuladas atingiram 100% (Tabela 13). No entanto apenas o fator 1 exibiu autovalor maior que 1,0 e, sozinho, é suficiente pra explicar 97,98% da variabilidade da assembléia fossilífera. Portanto, o fator 1 deve ser interpretado como a principal influência na assembléia dos foraminíferos planctônicos durante os últimos 30.000 anos.

O fator 2 apresentou um autovalor menor que 1,0, porém este também foi considerado na interpretação paleoceanográfica. No entanto, sua baixa influência deve ser levada em conta. Juntos os fatores 1 e 2 explicam 99,11% da variância total.

Tabela 13: Fatores, autovalores, e suas variâncias para o testemunho KF-C.

KF-C Fatores	Autovalor	Variância (%)	Variância Total Acumulada (%)
1	14,7	97,98	97,98
2	0,17	1,12	99,11
3	0,05	0,36	99,47
4	0,03	0,22	99,71
5	0,02	0,13	99,83
6	0,008	0,06	99,89
7	0,005	0,03	99,92
8	0,004	0,02	99,95
9	0,003	0,02	99,97
10	0,002	0,01	99,98
11	0,001	0,007	99,98
12	0,0008	0,005	99,99
13	0,0006	0,004	99,99
14	0,0003	0,002	99,99
15	0,0001	0,0007	100

De acordo com os dados da matriz de escores (Tabela 14) aponta quanto cada espécie contribui para cada um dos fatores extraídos, observa-se que o fator 1 é completamente dominado pela espécie *G. ruber* 'branca' (4,8456). Para o fator 2 verificam-se os maiores escores para *G. sacculifer* (4,2933).

A tabela 15 exibe as comunalidades e as cargas fatoriais dos fatores 1 e 2. As comunalidades indicam a eficiência das cargas fatoriais na explicação da variabilidade total e as cargas fatoriais expressam a proporção dos dois fatores em cada amostra do testemunho KF-C. A comunalidade muito elevada, sempre acima de 0,90, confere alto grau de confiabilidade na análise de todas as amostras (Toledo *et al*, 1999).

Tabela 14: Matriz de escores com a contribuição de cada foraminífero planctônico calcário para o KF-C

KF-C	Escores	
Espécies	Fator 1	Fator 2
O. universa	0,0208	-0,4444
G. conglobatus	-0,1962	-0,1185
G. ruber P	0,1301	-0,0350
G. ruber W	**4,8456**	1,9498
G. tenella	-0,3629	-0,0067
G. sacculifer SS	-1,5604	**4,2933**
G. sacculifer CS	-0,1994	0,0650
S. dehiscens	-0,0206	-0,4855
G. siphonifera	0,2277	-0,1150
G. calida	-0,0537	-0,2037
G. bulloides	-0,0576	-0,4262
G. falconensis	-0,6570	0,4151
G. digitata	-0,0128	-0,4971
G. rubescens	-1,4642	1,6900
N. dutertrei	0,1340	-0,5639
G. conglomerata	-0,0128	-0,4971
P. obliculoculata	-0,0397	-0,4211
G. inflata	-0,0081	-0,4984
G. truncatulinoides S	-0,0958	-0,1788
G. truncatulinoides D	-0,0088	-0,4916
G. crassaformis	0,0675	-0,5229
G. hirsuta	-0,0128	-0,4971
G. scitula	-0,0697	-0,3967
G.menardii	-0,0508	-0,2912
G. flexuosa	-0,1616	-0,2414
G. tumida	-0,3236	0,0041
C. nitida	0,1584	-0,5077
G. glutinata	-0,1578	-0,0217
T. humilis	-0,0451	-0,4585
H. pelagica	-0,0128	-0,4971

Tabela 15: Comunalidades e cargas fatoriais para as amostras do testemunho KF-C.

KF-C			Carga Fatorial	
amostras	idade	comunalidade	fator 1	fator 2
0 cm	0,006 m.a.	0,97	0,7545	0,6402
11 cm	2,8 m.a.	0,99	0,7998	0,5939
23 cm	5,8 m.a.	0,99	0,7434	0,6627
35 cm	8,8 m.a.	0,99	0,7241	0,6831
46 cm	11,6 m.a.	0,99	0,6856	0,7214
53 cm	13,3 m.a.	0,98	0,5291	**0,8414**
57 cm	14,3 m.a.	0,98	0,6791	0,7257
61 cm	15,3 m.a.	0,99	**0,8368**	0,5391
65 cm	16,3 m.a.	0,99	0,7897	0,6087
69 cm	17,3 m.a.	0,99	0,7353	0,6751
74 cm	18,6 m.a.	0,99	0,7541	0,6519
81 cm	20,3 m.a.	0,99	0,7687	0,6374
92 cm	23,5 m.a.	0,99	0,8130	0,5777
103 cm	26,7 m.a.	0,98	0,6945	0,7098
114 cm	29,9 m.a.	0,99	0,6316	0,7698

Como destacado na tabela 15, a amostra 61 cm (15.300 anos) caracteriza o fator 1, já que esta amostra exibe a maior carga do fator 1 (0,8368) e a menor carga fatorial do fator 2 (0,5391). A amostra 53 cm (13.300 anos) foi a amostra padrão do fator 2, pois apresentou a maior carga para este fator (0,8414) e a menor carga fatorial para o fator 1 (0,5291).

As figuras 122 e 123 representam os histogramas dos fatores 1 e 2 e as espécies analisadas. A figura 122, representativa do fator 1, demonstra o domínio da espécie *G. ruber* 'branca'. A figura 123, representativa do fator 2, exibe o domínio da espécie *G. sacculifer* 'sem saco'.

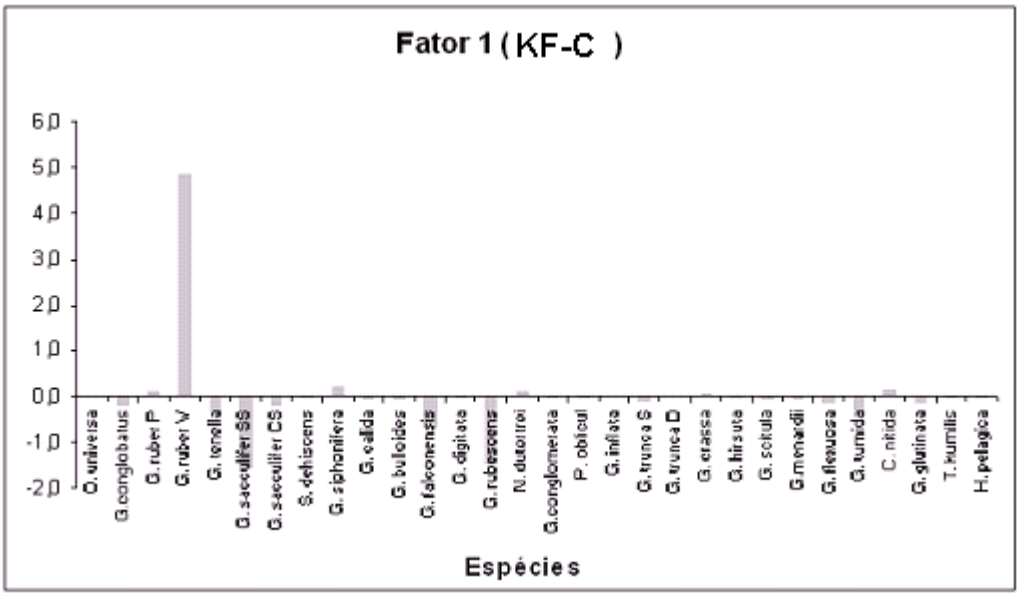

Figura 122: Histograma demonstrando a contribuição das espécies de foraminíferos planctônicos para o fator 1 no testemunho KF-C.

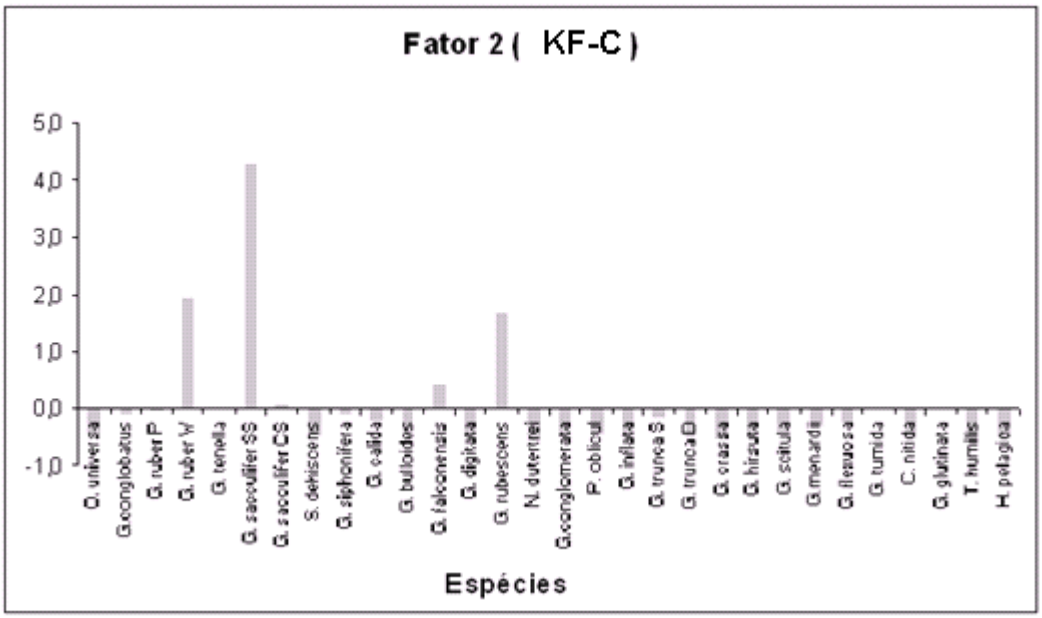

Figura 123: Histograma demonstrando a contribuição das espécies de foraminíferos planctônicos para o fator 2 no testemunho KF-C.

Com base nestas informações o significado do fator 1 está associado à espécie *G. ruber* 'branca', conhecida por ocorrer em abundância na camada de mistura de regiões tropicais. Por este motivo o fator 1 é denominado Fator de Camada de Mistura. O fator 2, associado à espécie *G. sacculifer* 'sem saco' é denominado Fator de Temperatura Superficial, pela conhecida relação desta espécie por este parâmetro, observada também neste estudo.

A maior abundância relativa observada no testemunho KF-C foi da espécie *G. ruber* 'branca', em 15.300 anos, representativa da amostra 61 cm. Concomitantemente neste período foi observado a menor abundância relativa de *G. sacculifer* 'sem saco' e os mais baixos valores de paleotemperatura superficial marinha. A segunda espécie mais abundante, *G. sacculifer* 'sem saco', exibiu sua maior abundância relativa em 13.300 anos, representativo da amostra 53 cm. Simultaneamente neste período foi observado a mais alta paleotemperatura superficial marinha e a menor abundância relativa de *G. ruber* 'branca'.

De fato, a análise fatorial modo-Q reflete verdadeiramente o comportamento das espécies, conforme observado na análise das assembléias dos foraminíferos planctônicos fósseis, e sua relação com os parâmetros ambientais. Este comportamento também é visualizado quando comparamos os fatores 1 e 2 (Figura 124).

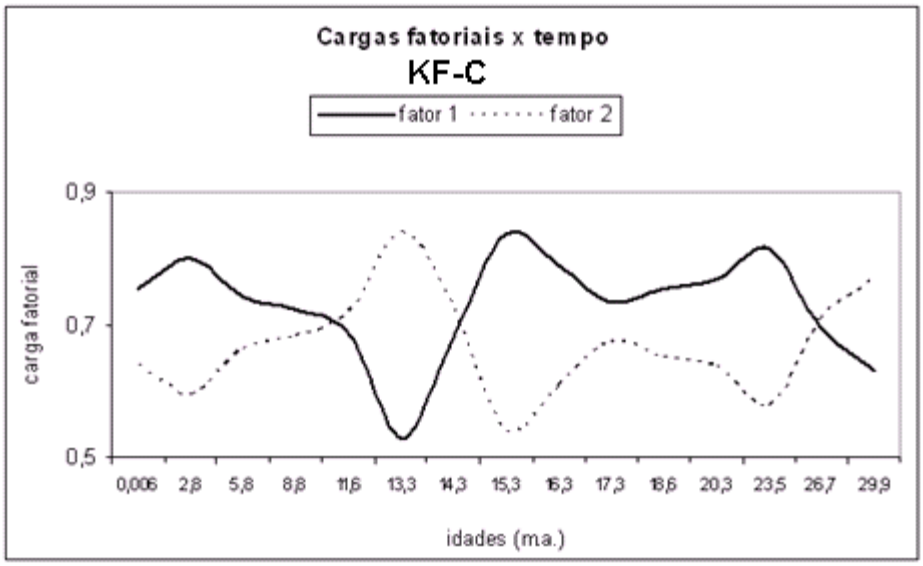

Figura 124: Comparação dos fatores 1 e 2 (modo-Q) em função de suas cargas fatoriais ao longo do testemunho KF-C.

Como dito anteriormente, o fator 1, fator de Camada de Mistura, é o fator preponderante no testemunho KF-C, o que é observado na figura acima. Durante os últimos 30.000 anos os eventos de instabilidade na camada de mistura foram determinantes na dinâmica populacional dos foraminíferos planctônicos, revelado pela análise das assembléias fósseis. No entanto, em 13.300 anos a temperatura superficial foi o fator mais influente, onde foi observado a maior paleotemperatura superficial estimada.

É importante ter em mente que o fator de Temperatura Superficial é um fator secundário, que explica apenas 1,12% da variância total. As zonas de influências obtidas do gráfico de correlação entre os fatores 1 e 2 permitem observar melhor esta afirmação (Figura 125).

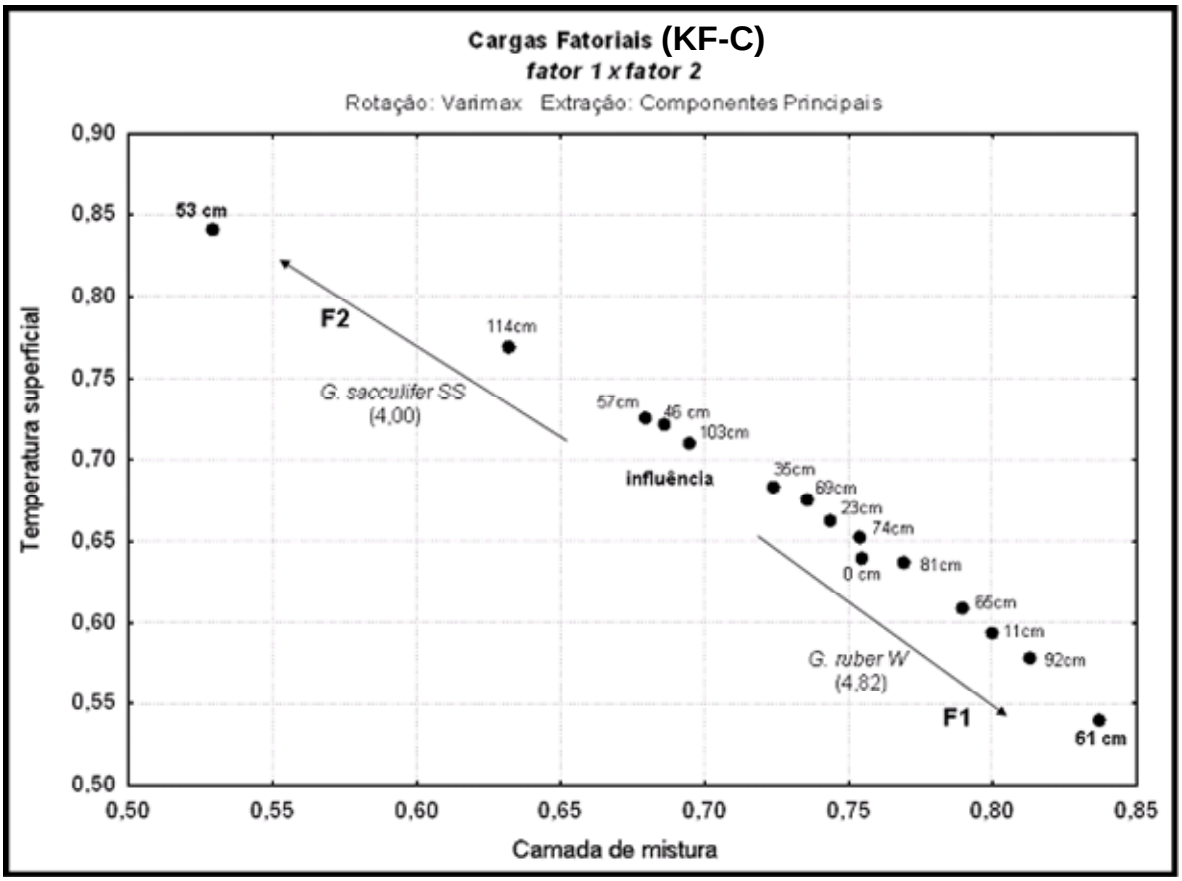

Figura 125: Projeção da correlação entre os fatores 1 e 2 do testemunho KF-C (pontos indicam as amostras em função das cargas fatoriais; as espécies estão associadas aos escores).

A figura 125 nos revela que a maior parte das amostras está próxima ao fator de Camada de Mistura, caracterizando, desta forma, o maior peso deste fator para esse testemunho; somente duas amostras (53 cm e 114 cm) são influenciadas pelo fator 2, de Temperatura Superficial. As três amostras situadas entre os fatores 1 e 2 (57 cm, 46 cm e 103 cm) sugerem uma oscilação das condições oceânicas atuantes nesses intervalos.

De fato, a amostra 103 cm, representativo de 26.700 anos, data aproximadamente a zona de transição do EIM 3 para o EIM 2. As amostras 57 cm, 14.300 anos (transição entre os EIM 2 e 1), e 46 cm 11.600 anos, datam, respectivamente, os períodos dos eventos climáticos de curta duração *Heinrich 1* e *Younger Dryas*. Estes eventos são, realmente, caracterizados por intensa oscilação nos padrões oceânicos, o que é demonstrado, também, pela análise estatística.

Testemunho KF-B

A análise fatorial modo-Q para o KF-B apresentou resultados bastante similares e a interpretação dos fatores seguiu o mesmo padrão apresentado para o KF-C. Foram extraídos 8 fatores, cuja variância total acumulada atingiu 100% e assim como na análise anterior, apenas o primeiro fator teve autovalor maior que 1,0 (Tabela 16). Neste caso, o fator 1 foi suficiente para explicar 97,18% da variância dos dados ao longo do tempo e, por isto, deve ser considerado como o principal parâmetro ambiental afetando as assembléias dos foraminíferos planctônicos.

Apesar de exibir autovalor muito baixo e percentual pouco significativo o fator 2 foi considerado na interpretação do testemunho KF-B. Da mesma forma que no testemunho KF-C, sua influência foi secundária, porém, juntos os dois fatores explicam 99,9% da variabilidade total dos dados.

Assim como no KF-C, os dados da matriz de escores gerada pela análise fatorial, observa-se que o fator 1 é completamente dominado pela espécie *G. ruber* ‘branca’ (4,9218). Para o fator 2 verificam-se os maiores escores para *G.*

sacculifer (4,1255) (Tabela 17). A matriz de escores aponta quanto cada espécie contribui para cada um dos fatores extraídos.

Tabela 16: Fatores, autovalores, e suas variâncias para o testemunho KF-B.

KF-B Fatores	Autovalor	Variância (%)	Variância Total Acumulada (%)
1	7,77	97,18	97,18
2	0,18	2,28	99,47
3	0,02	0,28	99,75
4	0,01	0,14	99,88
5	0,003	0,03	99,92
6	0,002	0,03	99,95
7	0,002	0,02	99,98
8	0,001	0,01	100

A tabela 18 exibe as comunalidades e as cargas fatoriais dos fatores 1 e 2. As comunalidades apontam para a eficiência das cargas fatoriais na explicação da variabilidade total; as cargas fatoriais, a proporção dos fatores em cada amostra do testemunho KF-B. Assim como no KF-C, os valores de comunalidade se mantiveram sempre muito elevados, acima de 0,90.

Como destacado na tabela 18, a amostra 1 cm (1.800 anos) caracteriza o fator 1, já que esta amostra exibe a maior carga do fator 1 (0,8566) e a menor carga fatorial do fator 2 (0,5095). A amostra 19 cm (36.800 anos) foi a amostra padrão do fator 2, pois apresentou a maior carga para este fator (0,8651) e a menor carga fatorial para o fator 1 (0, 5002).

A figura 126 representa os histogramas dos fatores 1 e 2 e as espécies analisadas. Como no KF-C, a figura representativa do fator 1 demonstra o domínio da espécie *G. ruber* ‘branca’ e a figura representativa do fator 2 exibe o domínio da espécie *G. sacculifer* ‘sem saco’.

Da mesma forma o significado do fator 1, está associado à espécie *G. ruber* ‘branca’ e por este motivo o fator 1 também é denominado Fator de Camada de Mistura. O fator 2, associado à espécie *G. sacculifer* ‘sem saco’ é denominado Fator de Temperatura Superficial, pela conhecida relação desta espécie por este parâmetro, demonstrada também neste estudo.

Tabela 17: Matriz de escores com a contribuição de cada foraminífero planctônico calcário para o KF-B

KF-B	Escores	
Espécies	Fator 1	Fator 2
O. universa	0,0674	-0,4200
G. conglobatus	-0,1598	-0,2409
G. ruber P	0,1842	1,9172
G. ruber W	**4,9218**	1,9983
G. tenella	-0,1951	-0,0964
G. sacculifer SS	-2,2041	**4,1255**
G. sacculifer CS	-0,6467	1,3805
S. dehiscens	-0,1396	-0,3948
G. siphonifera	0,3608	-0,4071
G. calida	0,6467	-0,8045
G. bulloides	-0,2971	-0,0843
G. falconensis	-0,2010	0,1292
G. digitata	-0,1740	-0,3672
G. rubescens	-0,1079	-0,2077
G. humilis	-0,1332	-0,4204
N. dutertrei	-0,1332	-0,4204
G. conglomerata	-0,1269	-0,4229
P. obliculoculata	-0,4242	0,0649
G. inflata	-0,2164	-0,2312
G. truncatulinoides L	-0,3316	0,1043
G. truncatulinoides R	-0,1349	-0,3825
G. crassaformis	-0,0937	-0,4514
G. hirsuta	-0,2529	-0,2220
G. scitula	-0,1136	-0,3914
G.menardii	-0,0774	-0,4240
G. flexuosa	0,1159	-0,6175
G. tumida	0,0109	-0,5193
C. nitida	0,1128	-0,5405
G. glutinata	0,2277	-0,5311
T. humilis	-0,2186	-0,2818
H. pelagica	-0,1332	-0,4204
H. digitata	-0,1332	-0,4204

Tabela 18: Comunalidades e cargas fatoriais para as amostras do testemunho KF-C.

KF-B			Carga Fatorial	
amostras	idade	comunalidade	fator 1	fator 2
1 cm	1,8 m.a.	0,99	**0,8566**	0,5095
3,5 cm	6,4 m.a.	0,99	0,8386	0,5420
6 cm	11,3 m.a.	0,98	0,7728	0,6224
8,5 cm	16,2 m.a.	0,99	0,8044	0,5911
10,5 cm	20,1 m.a.	0,99	0,7536	0,6544
12,5 cm	24,0 m.a.	0,99	0,6951	0,7161
15 cm	29,0 m.a.	0,99	0,6789	0,7307
19 cm	36,8 m.a.	0,99	0,5002	**0,8651**

Dentro do período de 30.000 anos, nos últimos 24.000 anos é evidente a preponderância do fator 1 (Figura 127), destacando a importância da camada de mistura. A partir deste momento é evidente o aumento da abundância relativa de *G. ruber* 'branca' (Figura 37). Antes de 24.000 anos foram observadas as maiores abunâncias relativas de *G. sacculifer* 'sem saco' e altos valores de paleotemperatura superficial marinha (Figura 102).

Mais uma vez a análise fatorial modo-Q representou verdadeiramente o comportamento das espécies e sua relação com os parâmetros ambientais. Este comportamento também é visualizado quando comparamos os fatores 1 e 2 (Figura 127).

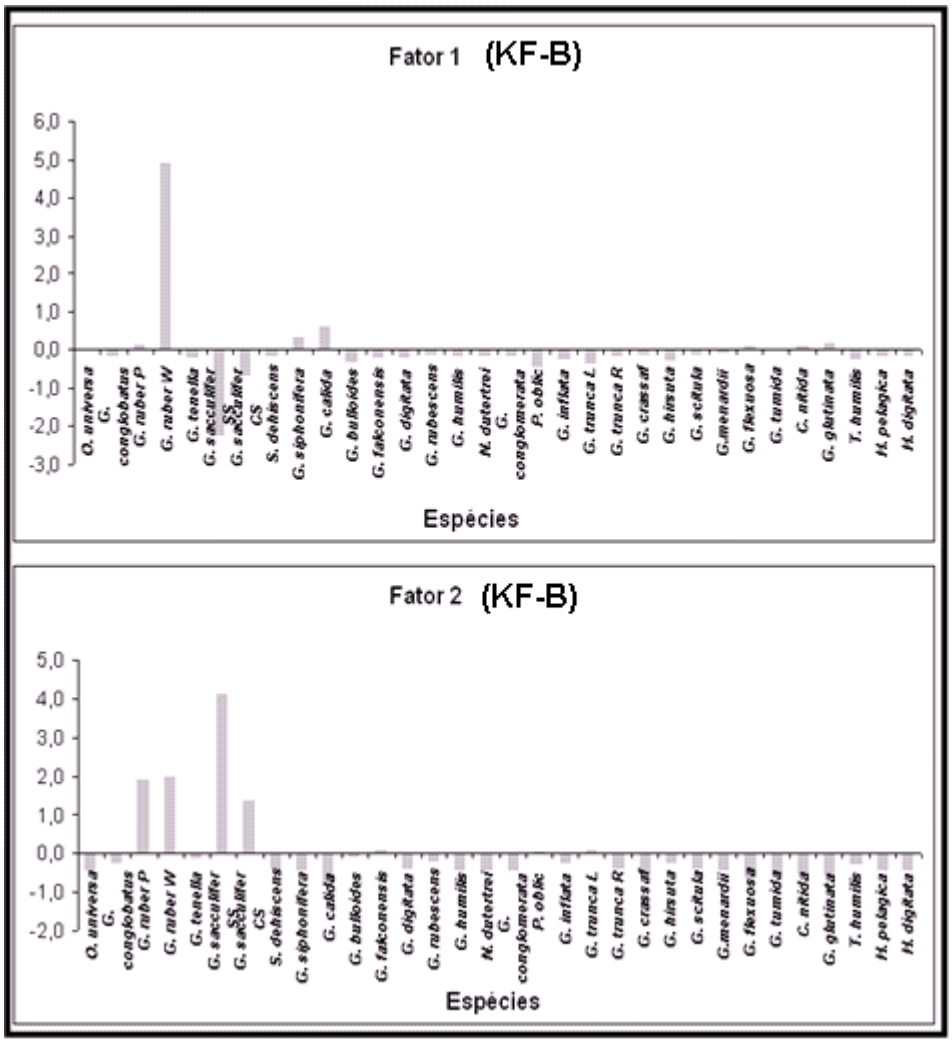

Figura 126: Histogramas demonstrando a contribuição das espécies de foraminíferos planctônicos para cada fator do KF-B.

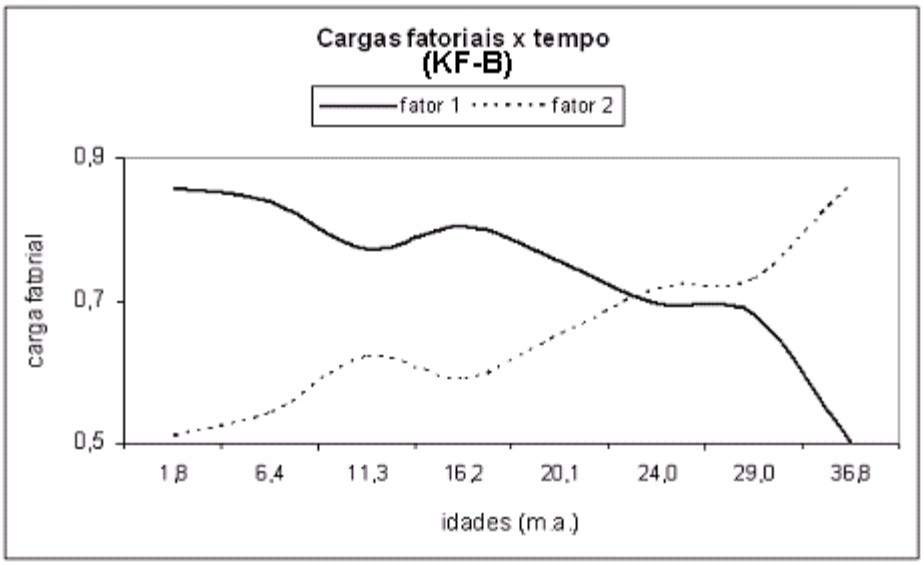

Figura 127: Comparação dos fatores 1 e 2 (modo-Q) em função de suas cargas fatoriais ao longo do testemunho KF-B.

Como dito anteriormente, o fator 1, fator de Camada de Mistura, também é o fator preponderante no testemunho KF-B, o que é observado na figura acima. Durante os últimos 30.000 anos os eventos da camada de mistura foram determinantes na dinâmica populacional dos foraminíferos planctônicos, revelado pela análise das assembléias fósseis, a partir de 24.000 anos. Antes de então, a temperatura superficial parece ter sido mais atuante, onde foram observados altos valores de paleotemperatura superficial marinha.

Não se pode esquecer que o fator de Temperatura Superficial é um fator secundário, que explica apenas 2,28% da variância total. As zonas de influências obtidas do gráfico de correlação entre os fatores 1 e 2 permitem observar melhor esta afirmação (Figura 128).

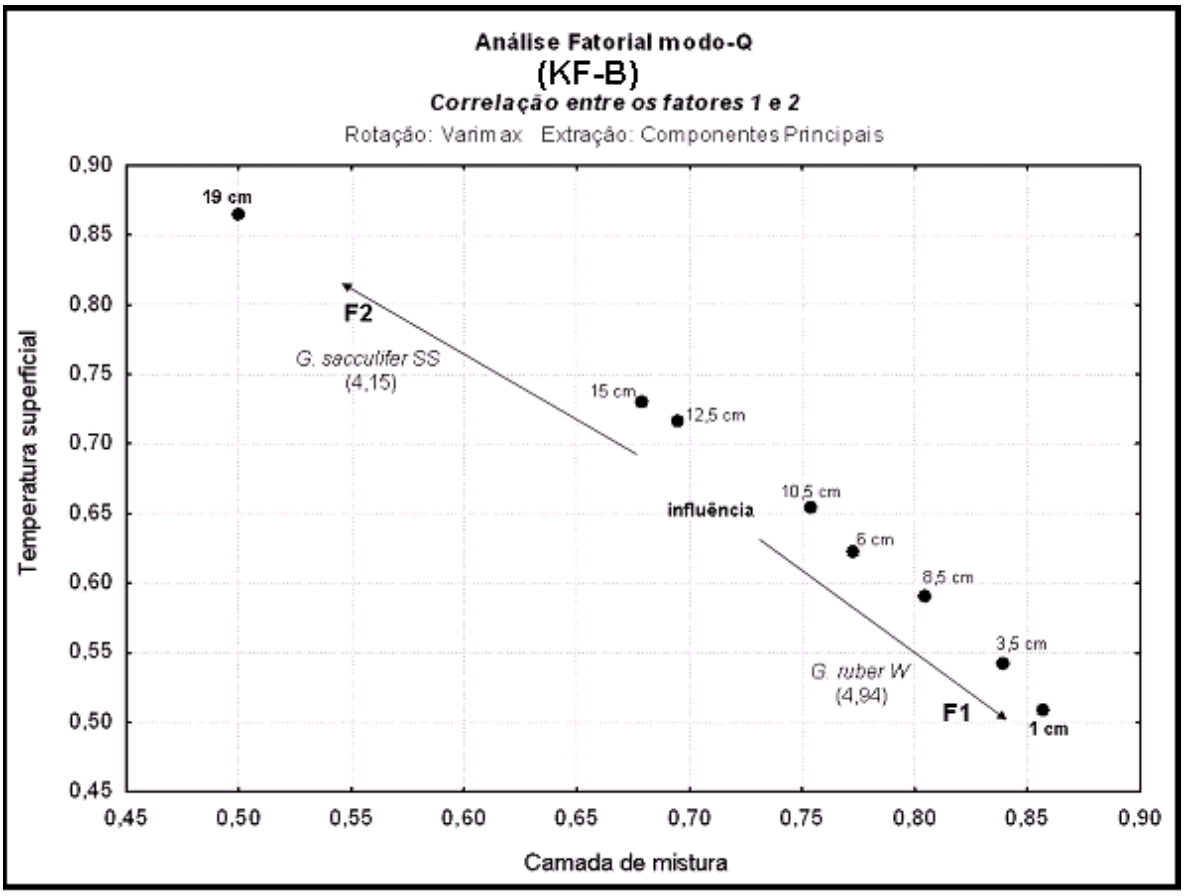

Figura 128: Projeção da correlação entre os fatores 1 e 2 do testemunho KF-B (pontos indicam as amostras em função das cargas fatoriais; as espécies estão associadas aos escores).

Da mesma forma que o testemunho KF-C, esta figura nos mostra que a maior parte das amostras está próxima ao fator de Camada de Mistura, assinalando, desta forma, a maior importância deste fator para o testemunho KF-B. Somente duas amostras são influenciadas pelo fator 2, de Temperatura Superficial. Apenas uma amostra está situada entre os fatores 1 e 2, sugerindo uma oscilação das condições oceânicas atuantes nesse intervalo.

A amostra 12,5 cm, representativa de 24.000 anos, data aproximadamente o início do Último Máximo Glacial. Este evento é, de fato, caracterizado por uma intensa oscilação nos padrões oceânicos do Atlântico tropical oeste.

Os resultados exibidos pela análise fatorial modo-Q vêm confirmar as teorias que nos últimos 30.000 anos o oceano Atlântico tropical manteve-se estável e a mudança mais significativa observada neste período de tempo foi a instabilidade da camada de mistura. Estas hipóteses foram demonstradas neste estudo através da análise quantitativa das assembléias fósseis dos foraminíferos planctônicos juntamente com os dados isotópicos de oxigênio e carbono e paleotemperatura superficial marinha. O tratamento estatístico foi útil, respaldando todas as observações a respeito das mudanças oceanográficas no Atlântico tropical oeste nos últimos 30.000 anos.