



UNIVERSIDADE DO ALGARVE

FACULDADE DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA

**VARIAÇÕES DA TEMPERATURA DE SUPERFÍCIE E
PRODUTIVIDADE OCEÂNICAS AO LARGO DA MARGEM
IBÉRICA DURANTE OS ÚLTIMOS 20.000 ANOS**

ANA ISABEL DOS SANTOS MARQUES ALBERTO

Dissertação

Mestrado em Oceanografia

Especialização em Paleoceanografia

Faro, 2012

UNIVERSIDADE DO ALGARVE

FACULDADE DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA

**VARIAÇÕES DA TEMPERATURA DE SUPERFÍCIE E
PRODUTIVIDADE OCEÂNICAS AO LARGO DA MARGEM
IBÉRICA DURANTE OS ÚLTIMOS 20.000 ANOS**

ANA ISABEL DOS SANTOS MARQUES ALBERTO

Dissertação

Mestrado em Oceanografia

Especialização em Paleoceanografia

Trabalho efetuado sob a orientação de:

Doutora Antje Voelker, Laboratório Nacional de Energia e Geologia, I.P

Doutora Sílvia Nave, Laboratório Nacional de Energia e Geologia, I.P

Prof. Doutora Delminda Moura, Universidade do Algarve

Faro, 2012

Declaração de autoria de trabalho

Declaro ser a autora deste trabalho, que é original e inédito. Autores e trabalhos consultados estão devidamente citados no texto e constam da listagem de referências incluída.

Ana Isabel dos Santos Marques Alberto

Copyright © 2012 Ana Isabel dos Santos Marques Alberto

A Universidade do Algarve tem o direito, perpétuo e sem limites geográficos, de arquivar e publicar este trabalho através de exemplares impressos reproduzidos em papel ou de forma digital, ou por qualquer outro meio conhecido ou que venha a ser inventado, de o divulgar através de repositórios científicos e de admitir a sua cópia e distribuição com objetivos educacionais ou de investigação, não comerciais, desde que seja dado crédito ao autor e editor.

“Não, não é fácil escrever. É duro como quebrar rochas.
Mas voam faíscas e lascas como aços espelhados.”

Clarice Lispector

RESUMO

Este trabalho teve como objectivo a reconstrução detalhada da temperatura superficial do oceano (SST) e produtividade oceânica ao largo da margem Ibérica, ao longo dos últimos 20 ka. Foram analisadas amostras de sedimento da sondagem de pistão Calypso MD01-2446 (39°03.36'N, 12°37.44'W; 3547 m) colhida na vertente sudeste do monte submarino do Tore, situada a 300 km a oeste de Portugal. Foram quantificados foraminíferos planctónicos e bênticos em 56 amostras. As variações de SST e produtividade exportada foram calculadas usando a técnica de função de transferência SIMMAX 28 de Pflaumann *et al.* (1996) e uma versão alargada da base de dados de Salgueiro *et al.* (2010). A SST reconstruída para os últimos 20 ka varia entre os 10 e os 21,7 °C e a produtividade exportada de Verão varia entre os 31,5 e os 95,2 gC/m²/a. O Holocénico é marcado por uma SST de Verão relativamente quente, acima de 20 °C, e pode ser dividido em 3 fases, com uma SST um pouco mais fria antes e depois de um período quente entre os 7,7 e os 3,7 ka BP. Este período quente coincidiu com os valores mínimos de produtividade exportada. Entre 13,3 e 12 ka BP ocorreu um período mais frio (mínimo de 10 °C), com aumento dos valores de produtividade exportada (máximo de 89,9 gC/m²/a). As tendências observadas no core MD01-2446 estão, em geral, de acordo com o registo de baixa resolução da sondagem D11957P, também localizada no monte submarino do Tore (39°03'N, 12°35'W, Lebreiro *et al.*, 1997). A evolução climática durante o Holocénico registada pela sondagem MD01-2446 é semelhante à encontrada em sondagens localizadas ao largo de Sines (37°47.99N, 10°9.99'W, Salgueiro *et al.*, 2010), embora tenha registado maior arrefecimento durante o *Younger Dryas* que as sondagens costeiras da margem Portuguesa e o evento de Heinrich 1 tenha sido mais quente.

Palavras-chave: Temperatura de superfície do oceano; Produtividade; Foraminíferos planctónicos; Funções transferência; Margem Ibérica.

ABSTRACT

The aim of this study was a detailed reconstruction of the sea surface temperature (SST) and oceanic productivity off the Iberian margin during the last 20 ka. Sediment samples from the Calypso giant piston core MD01-2446 (39°03.36'N, 12°37.44'W; 3547 m water depth) collected at the southeastern slope of the Tore Seamount, about 300 km west of Portugal, were analyzed qualitatively and quantitatively. The foraminiferal assemblages were counted in 56 samples. The relative abundance data was then used to calculate the SST and export productivity variations using the Pflaumann *et al.* (1996) SIMMAX 28 transfer function technique and the extended data base of Salgueiro *et al.* (2010). The reconstructed SST range from 10 to 21,7 °C and the summer export productivity from 31,5 to 95,2 gC/m²/y. The Holocene is marked by relative warm summer SST of more than 20 °C but can be divided into 3 phases with slightly colder SST before and after a warm period between 7,7 and 3,7 ka BP. This warm period coincided with the lowest export productivity values. Between 13,3 and 12 ka BP a colder period occurred (min. 10 °C) with an increase of export productivity values (max. 89,9 gC/m²/y). Trends observed in core MD01-2446 are in general conform with the lower resolution record of D11957P, also located on the Tore Seamount (39°03'N, 12°35'W, Lebreiro *et al.*, 1997). For the Holocene climatic evolution, the offshore site MD01-2446 resembles the core sites off Sines (37°47.99N, 10°9.99'W, Salgueiro *et al.*, 2010), but shows a much stronger cooling during the *Younger Dryas* than the nearshore cores along the Portuguese margin, while Heinrich stadial 1 was warmer.

Keywords: Sea surface temperature; Productivity; Planktonic foraminifera; Transfer functions; Iberian margin.

AGRADECIMENTOS

Esta foi uma longa viagem, com muitos percalços e algum sacrifício, mas muito prazer. Este trabalho não teria sido possível sem a ajuda de muitas pessoas às quais agradeço o apoio dado:

À Doutora Antje Voelker, um agradecimento muito especial pelo seu valioso apoio, sugestões e correcções. Pela transmissão de conhecimentos, pela paixão pelos foraminíferos, é verdadeiramente inspirador trabalhar com alguém assim.

À Doutora Sílvia Nave pelo apoio prestado e pela possibilidade de ter desenvolvido um trabalho tão interessante.

À Professora Doutora Delminda Moura pelo facto de me ter dado oportunidade de me apaixonar pelos foraminíferos quando ainda estava a acabar a licenciatura.

À Doutora Emília Salgueiro um agradecimento especial pelos preciosos ensinamentos, conselhos, sugestões, correcções e apoio nos dias de maior desânimo.

A todos os colegas da Unidade de Geologia Marinha (LNEG) que contribuíram de alguma forma para a realização deste trabalho, quer pela partilha de conhecimentos, quer pela palavra amiga e boa disposição. Os meus sinceros agradecimentos.

Às meninas da Sala das Lupas. À Andreia, Catarina, Célia, Cristina V., Dulce, Lélia, Sandra D. e Sandra M, obrigada pela amizade, carinho e certa dose de loucura que se vive naquela sala. É fantástico trabalhar com pessoas assim!

À família Pacheco, por tudo o que tem feito por mim.

À minha maravilhosa família. Em especial aos meus queridos pais e irmão, que sempre me compreenderam, apoiaram e motivaram, quando o caminho se tornava difícil. Pela fé que depositaram em mim e pelos muitos sacrifícios realizados, a minha gratidão é imensa. Obrigada por me darem asas para voar mais e mais alto!

Finalmente, ao Marco Pacheco que, apesar da distância, sempre me deu todo o seu apoio e compreensão para que pudesse perseguir a minha (outra) paixão. Obrigada por tudo o que fazes de mim.

ÍNDICE GERAL

1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1. Variabilidade climática	1
1.1.1. Variações orbitais	1
1.1.2. Variações milenares (eventos de Dansgaard-Oeschger e de Heinrich).....	3
1.1.3. Cronoestratigrafia dos últimos 20 ka.....	5
1.2. Condições oceânicas e sua reconstrução no passado.....	8
1.3. Foraminíferos como indicadores ambientais	12
1.4. Funções transferência como método de determinação de SST e produtividade oceânica	14
2. MOTIVAÇÃO E IDENTIFICAÇÃO DOS OBJECTIVOS	17
3. ÁREA DE ESTUDO	18
3.1. Localização	18
3.2. Condições hidrográficas actuais	19
4. METODOLOGIA.....	20
4.1. Quantificação dos foraminíferos planctónicos.....	20
4.2. Quantificação dos foraminíferos bênticos	22
4.3. Função transferência	22
4.4. Avaliação estatística de dados	24
4.5. Quantificação de detritos transportados por gelo (IRDs)	25
4.6. Cronologia - Modelo de idades.....	25
5. RESULTADOS	28
5.1. Associações faunísticas.....	28
5.2. Reconstrução da temperatura superficial do oceano.....	35
5.3. Reconstrução da produtividade exportada oceânica	40
6. DISCUSSÃO	43

6.1. Variação da temperatura	43
6.1.1. Variações de temperatura durante o período glacial	43
6.1.2. Variações de temperatura durante o Holocénico	47
6.1.3. Comparação com outros indicadores de temperatura.....	49
6.2. Variação da produtividade	50
6.2.1. Variações de produtividade durante o período glacial	53
6.2.2. Variações de produtividade durante o Holocénico.....	54
7. CONCLUSÕES	56
8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	58
ANEXOS	71

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1 - Variação dos parâmetros astronómicos da terra	2
Figura 2 – Representação dos parâmetros astronómicos da terra.....	3
Figura 3 – Comparação dos registos de $\delta^{18}\text{O}$ para as sondagens de gelo NGRIP (<i>North Greenland Ice Core Project</i>) e GRIP (<i>Greenland Ice Core Project</i>), para os últimos 30.000 anos.....	7
Figura 4 – Média das temperaturas anuais na Gronelândia ao longo dos últimos 24.000 anos.....	8
Figura 5 – Esquema representativo da circulação termohalina.....	9
Figura 6 - Exemplos de microfósseis marinhos	10
Figura 7 - Esquema explicativo das etapas do processo de acumulação de foraminíferos no bentos e o seu uso como indicador de paleoprodutividade.	11
Figura 8 – Localização da sondagem de pistão em estudo MD01-2446.....	18
Figura 9 – Províncias de foraminíferos planctónicos no oceano moderno.	21
Figura 10 – Representação gráfica do modelo de idades para a sondagem MD01-2446....	27
Figura 11 - Distribuição das diferentes espécies de foraminíferos plantónicos em função da profundidade na sondagem MD01-2446.	29
Figura 12 – Distribuição das diferentes espécies de foraminíferos plantónicos em função da idade na sondagem MD01-2446.....	30
Figura 13 – Dados de temperatura da superfície do oceano para a sondagem MD01-2446 e correspondentes dados faunísticos	36
Figura 14 - Representação gráfica dos dados da matriz de factores resultantes da análise factorial <i>Q-mode</i> em função do tempo	40
Figura 15 – Representação gráfica dos valores de produtividade exportada e das abundâncias de foraminíferos planctónicos e bênticos da sondagem MD01-2446.....	41
Figura 16 - Caracterização da variação da temperatura de Verão da superfície do oceano no monte submarino do Tore.....	45

Figura 17 – Comparação do registo de *N. pachyderma* sin da sondagem MD01-2446 com o registo de *hematite-stained grains* da sondagem MC52-VM29-191 (Bond *et al.*, 1997) ... 47

Figura 18 - Caracterização da variação de produtividade exportada de Verão no monte submarino do Tore..... 52

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1 - Resultados das datações das amostras provenientes da sondagem MD01-2446 pelo método AMS ¹⁴ C.	26
Tabela 2 - Resultados da matriz VARIMAX.	38

ANEXOS

Tabela A 1 - Resultados da análise de abundância das espécies de foraminíferos plantónicos.....	72
Tabela A 2 - Resultados da contagem do total de foraminíferos plantónicos e bênticos. 74	
Tabela A 3 - Resultados da função transferência SIMMAX.....	75

LISTA DE ABREVIATURAS

ACEAN = Água Central Este do Atlântico Norte

ACEANsb = Água Central Este do Atlântico Norte com origem subpolar

ACEANst = Água Central Este do Atlântico Norte com origem subtropical

AD = *Anno Domini*

AFA= Água de Fundo do Antártico

AFAN = Água de Fundo do Atlântico Norte

AMS (*Accelerator Mass Spectrometry*) = Espctometria de Aceleração de Massa

BA = Bølling-Allerød

b2k (Before 2000AD) = 2000 AD antes do presente

BP (*Before Present*) = 1950 AD antes do presente;

cal = calendário

cm = centímetros

Corg = Carbono orgânico

CP = Corrente de Portugal

D-O = Dansgaard-Oeschger

gC/m²/a = gramas de carbono por metro quadrado por ano

GICC05 (Greenland Ice Core Chronology 2005) = Cronologia do Core de Gelo da Gronelândia de 2005

H1 = evento Heinrich 1

IPC = *Iberian Poleward Current*

ka (*kiloannum*) = mil anos

km = quilómetros

Ma (*Megaannum*) = Milhões de anos

MOW (*Mediterranean Outflow Water*) = Água do Mediterrâneo

Pexp = Produtividade exportada

ppm = partes por milhão

SST = *Sea Surface Temperature* (Temperatura da superfície da água do mar)

T = temperatura

UMG = Último Máximo Glaciar

YD (*Younger Dryas*) = Dryas Recente

°C = Grau Celsius

° = grau

% = percentagem

‰ = permilagem

1. INTRODUÇÃO

Durante o século XIX, pela primeira vez, os avanços tecnológicos permitiram a exploração sistemática dos fundos marinhos e a oceanografia tornou-se uma disciplina científica independente. No entanto, foi no século XX que se deram os grandes desenvolvimentos nesta disciplina, no sentido de melhor compreender o oceano e a sua importância, quer no modo como actua sobre a Terra tal como a conhecemos, quer na maneira como influencia a actividade antropogénica (Deacon, 1996).

Nas últimas décadas houve um rápido desenvolvimento de um novo ramo da oceanografia, a paleoceanografia, ciência que estuda a história dos oceanos incluindo o desenvolvimento das bacias oceânicas, de correntes superficiais e profundas, e da produtividade biológica. A reconstrução do passado dos oceanos implica a utilização de uma grande variedade de metodologias que têm por base as ciências biológica, química e física, e usa as técnicas estatísticas mais modernas para a interpretação de bases de dados extensas e complexas. Um dos objectivos da paleoceanografia é compreender o papel dos processos oceânicos nas variações climáticas que ocorreram no passado, através da reconstrução das condições ambientais para vários intervalos de tempo e níveis de detalhe (Wefer *et al.*, 1999).

1.1. Variabilidade climática

A circulação oceânica tem tido um importante papel no controlo das alterações climáticas e na regulação dos ciclos glacial-interglacial estando bem marcados no registo climático do hemisfério norte durante os últimos 2 Ma (Wells *et al.*, 1996). Estas variações climáticas são influenciadas por modificações dos parâmetros orbitais da Terra (excentricidade, obliquidade e precessão dos equinócios) que controlam a distribuição sazonal e latitudinal da energia proveniente do sol (insolação) (e.g. Berger e Loutre, 2004).

1.1.1. Variações orbitais

Desde há séculos que os astrónomos têm conhecimento de que a órbita da Terra em torno do Sol não é fixa ao longo de grandes intervalos de tempo, sendo que a sua variação é regular (cíclica) devido à atracção das massas gravitacionais entre a Terra e a sua Lua, o Sol, e os outros planetas e as suas luas. Estas alterações de atracção gravitacional causam

variação da excentricidade da órbita terrestre (segundo ciclos próximos de 100 ka e 400 ka), da obliquidade (variação entre 22,2° e 24,5°, segundo ciclos de 41 ka) e da precessão dos equinócios (segundo ciclos de 23 ka a 19 ka) (e.g. Ruddiman, 2008). Estes ciclos são conhecidos como ciclos de Milankovitch ou ciclos orbitais (figura 1).

A órbita terrestre em torno do sol é elíptica devido à atracção gravitacional dos outros planetas sobre a Terra, à medida que esta se move no espaço. A distância da Terra ao Sol varia de acordo com a sua posição nesta órbita elíptica, o que afecta a quantidade de radiação solar que incide sobre Terra, especialmente quando está posicionada nos extremos da órbita (figura 1). Este movimento, conhecido como excentricidade, tem pouca repercussão na intensidade da radiação solar recebida pela Terra (Ruddiman, 2008).

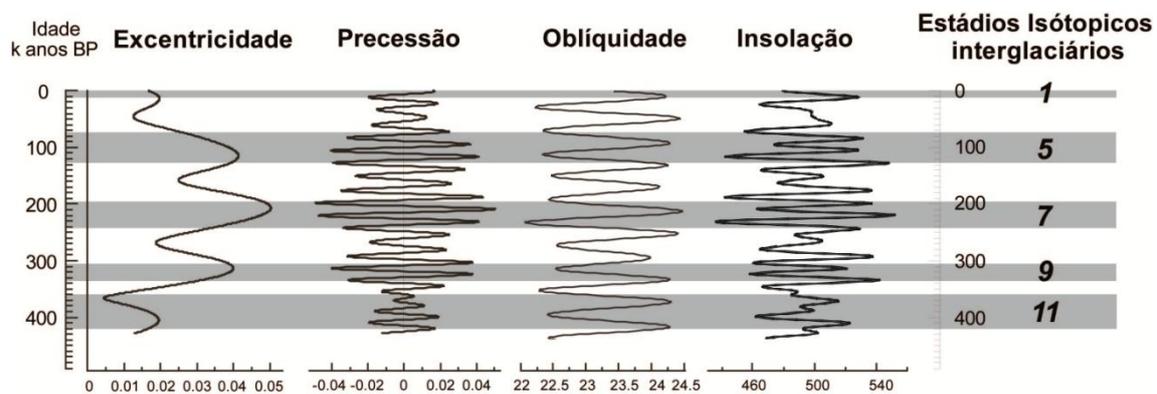


Figura 1 - Variação dos parâmetros astronómicos da terra (excentricidade, obliquidade e precessão dos equinócios) e quantidade de energia recebida pela terra a 65° N (insolação; $W.m^{-2}$), no verão (Junho), durante os últimos 400.000 anos (adaptado de Berger, 1978).

A Terra gira em volta de um eixo que passa pelos seus pólos e que está inclinado num ângulo de 23,5°. Esta relação entre o ângulo de inclinação do eixo da Terra e a perpendicular ao plano da sua órbita (plano da elíptica) é denominada de obliquidade (figura 2). No entanto o planeta também efectua uma rotação anual em torno do Sol. Este movimento resulta nas alterações sazonais entre os longos dias de Verão, quando o Sol está mais alto no céu e proporciona uma radiação mais intensa, e os curtos dias de Inverno, quando o Sol está baixo e proporciona uma radiação mais fraca (Ruddiman, 2008). Assim, o aumento da obliquidade promove o aumento do contraste sazonal nas latitudes elevadas, com Invernos muito frios e Verões muito quentes em ambos os hemisférios. Com a diminuição da obliquidade, o contraste sazonal entre os dois hemisférios diminui, havendo

Verões mais amenos e Invernos húmidos, o que favorece o crescimento das calotes glaciárias nos pólos (Berger e Loutre, 2004).

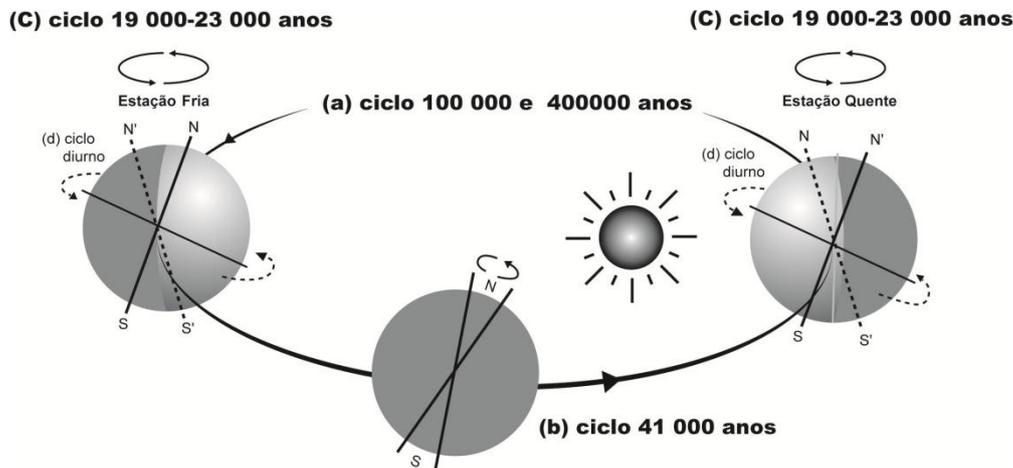


Figura 2 – Representação dos parâmetros astronômicos da terra: a) excentricidade, b) obliquidade e c) precessão dos equinócios (adaptado de Peltier, 1990).

A precessão (figura 2) dos equinócios é o resultado da combinação de dois movimentos de precessão: axial e de elipse. A precessão axial resulta da modificação da orientação do eixo de rotação da Terra relativamente ao perélio (ponto mais próximo do Sol) e ao afélio (ponto mais afastado do Sol), descrevendo uma figura cónica em redor de uma recta perpendicular ao plano da elíptica, a qual é originada pela atracção gravitacional do Sol e da Lua sobre a Terra, ao nível equatorial (Ruddiman, 2008). A precessão da elipse resulta do movimento da rotação da Terra sobre a órbita terrestre.

1.1.2. Variações milenares (eventos de Dansgaard-Oeschger e de Heinrich)

A par das variações glaciár-interglaciár ocorreram também uma série de oscilações rápidas durante o último período glaciário (115 a 11,7 cal ka BP; cal ka BP - *calendar kiloannum Before Present*), cuja periodicidade não pode ser explicada pela teoria orbital de Milankovitch, e que foram observadas nos registos de sondagens de gelo da Gronelândia (Dansgaard *et al.*, 1993; Grootes *et al.*, 1993). Estas oscilações de temperatura são denominadas ciclos de Dansgaard-Oeschger (D-O). Estes registos revelaram que o último ciclo glaciár foi sujeito a curtas e frequentes oscilações de temperatura, ocorrendo todos os 1,47-1,5 ka (Grootes e Stuvier, 1997; Bond *et al.*, 1997), sendo caracterizadas por um

aquecimento abrupto (interestádios, *Greenland Interstadial* – GI) durante o qual as temperaturas máximas foram mantidas durante algumas décadas, antes de as condições climáticas se inverterem gradualmente para o modo glacial (estados, *Greenland Stadial* – GS). Os ciclos D-O reflectiram variações de temperatura na Gronelândia de cerca de 10 a 16 °C (Landais *et al.*, 2004; Grachev e Severinghaus, 2005). Evidência destas alterações climáticas abruptas é a presença de níveis sedimentares pouco espessos, ricos em material detrítico grosseiro, designados por IRD (*Ice Rafted-Debris* – IRD), que foram também observadas em sedimentos marinhos do hemisfério norte (Ruddiman *et al.*, 1977; Broecker *et al.*, 1992; van Kreveld *et al.*, 2000; Voelker *et al.*, 2002).

Os episódios de deposição de detritos transportados por gelo (IRD) indicam uma via de transporte de *icebergs* pelo giro anticiclónico polar desde as calotes Laurentida, Fenno-Escandinávia, Islândia e, mais regionalmente, da Irlanda-Bretanha. Estes episódios, denominados “eventos de Heinrich”, tiveram a duração de centenas a milhares de anos, com intervalos de ocorrência de 7-10 ka durante o último período glacial (Heinrich, 1988; Bond *et al.*, 1993), ocorrendo num contexto geral de instabilidade climática, representando a breve expressão das condições glaciais mais extremas que atingiram o Atlântico Norte. A zona com maior taxa de deposição de IRD ocorreu no Atlântico Norte, entre os 45° e os 50°N, e é designada por cinturão de IRD (*IRD belt*) (Ruddiman *et al.*, 1977; Ruddiman, 2008). Nas sondagens de gelo da Gronelândia, os eventos de Heinrich estão bem evidentes com uma diminuição de temperatura de 3-6 °C num clima de frio glacial (Bond *et al.*, 1993; Dansgaard *et al.*, 1993). No Atlântico Norte, o degelo dos icebergs provocou uma diminuição da temperatura superficial da água do mar em cerca de 5-12 °C (Maslin *et al.*, 1995; van Kreveld *et al.*, 2000; de Abreu *et al.*, 2003) e decréscimo do valor da salinidade em cerca de 4 psu (Cortijo *et al.*, 1997). O último evento de Heinrich (H 1) ocorreu depois do último máximo glacial (UMG), no intervalo de 17.5 de 15 cal ka BP.

A variabilidade climática abrupta à escala milenar ou mesmo centenária tem sido amplamente reconhecida na margem continental Portuguesa (e.g. Bard *et al.*, 2000; de Abreu *et al.*, 2003; Skinner *et al.*, 2003; Salgueiro *et al.*, 2010). Esta variabilidade é reconhecida através de registos de diminuição da temperatura superficial do oceano (*Sea Surface Temperature* – SST) e de aumento de IRD nos sedimentos, mas também nas alterações de produtividade exportada oceânica (Salgueiro *et al.*, 2010).

1.1.3. Cronoestratigrafia dos últimos 20 ka

O Último Máximo Glacial (UMG) ocorreu entre os 23 e os 19 cal ka BP e caracterizou-se pelo máximo da extensão do volume de gelo na Terra e por valores mínimos do nível médio da água do mar (e.g. Mix *et al.*, 2001). No entanto, as condições hidrográficas superficiais ao longo da margem Ibérica durante o UMG eram muito semelhantes às actuais (Voelker *et al.*, 2009). O UMG foi precedido de um longo período frio definido como GS-2, no qual se registaram pequenas oscilações climáticas (Björck *et al.*, 1998; protocolo de INTIMATE, figura 3). Assim, o GS-2 foi subdividido em dois intervalos frios, GS 2a (16,9 – 14,7 ka GRIP BP; Björck *et al.*, 1998) e 2c (21,2 – 19,5 ka BP GRIP, Björck *et al.*, 1998); 22,9-20,9 ka b2k GICC05, Lowe *et al.*, 2008), e um intervalo menos frio, GS 2b (19,5 – 16,0 ka BP GRIP, Björck *et al.*, 1998; GICC05, Lowe *et al.*, 2008) (figura 3). Não é possível datar o intervalo GS 2a com idades GICC05 porque ainda não foram encontrados os limites destas no perfil da sondagem de gelo NGRIP (Lowe *et al.*, 2008), mantendo-se ainda em vigor as idades atribuídas por Björck *et al.* (1998). Foi durante este intervalo (GS 2a) que se deu o evento H1, anteriormente descrito.

Durante a transição Bølling-Allerød, entre 14.7 e 12.9 cal ka BP, registaram-se os interestádios Bølling, denominado GI 1e; (14.7 – 14.1 ka b2k GICC05; Lowe *et al.*, 2008), e Allerød, denominado GI1c-a (13.9 – 12.9 ka b2k GICC05; Lowe *et al.*, 2008), interrompidos por três oscilações de escala secular. Estas oscilações corresponderam ao período frio intra- Bølling *Older Dryas*, denominado GI 1d (14 ka b2k GICC05; Lowe *et al.*, 2008;) e ao período frio intra-Allerød, denominado GI 1b (13,3 ka b2k GICC05; Lowe *et al.*, 2008).

O final da deglaciação foi acompanhado de uma breve oscilação climática especialmente evidente em registos próximos das regiões subpolares do Atlântico Norte, em que houve um arrefecimento súbito para temperaturas quase glaciais. Este episódio é designado por *Younger Dryas* (YD) (Mangerud *et al.*, 1974) ou GS1 (Lowe *et al.*, 2008) e terá ocorrido de 12.9 até 11.7 ka b2k GICC05. A causa deste arrefecimento súbito ainda não é consensual, mas uma das teorias sugere que o YD tenha tido origem na alteração da circulação oceânica (Rodbell, 2000). De acordo com esta hipótese, a súbita alteração da maior rota de escoamento da água resultante do degelo do Golfo do México para o Atlântico Norte durante o YD, libertou um fluxo de água com baixa salinidade que alterou a circulação do Atlântico Norte, reduzindo ou até mesmo interrompendo circulação termohalina (Broecker *et al.*, 1989; Rodbell, 2000; Ruddiman, 2008).

Os últimos 11.7 cal ka BP correspondem a um período, de relativa estabilidade climática, designado de Holocénico, apresentando breves eventos de arrefecimento ocorridos a cada 1500 ± 500 anos (Bond *et al.*, 1997, 2001; Bianchi *et al.*, 1999) e associados a alterações da circulação oceânica superficial subpolar e subtropical (deMenocal, 2001). Este período foi determinante para a evolução da agricultura, o que levou ao surgimento de colónias em detrimento de uma existência nómada, e conseqüentemente ao desenvolvimento de civilizações (Wells *et al.*, 1996).

Durante o Holocénico há registo de um período quente assinalado como Ótimo Climático do Holocénico que ocorreu entre os 10 e os 8 ka (Sbaffi *et al.*, 2004) em consequência da insolação máxima a 65°N , aos 11 ka (Laskar *et al.*, 2004). Neste período as temperaturas globais seriam cerca de 1°C mais quentes que as temperaturas actuais (Bigg, 1996). No entanto, entre os 8 e os 8,4 ka ocorreu o evento climático mais proeminente do período Holocénico, em condições climáticas idênticas às actuais, e que afectou regiões muito para além da bacia do Atlântico Norte. Este acontecimento é designado como o evento de 8,2 ka, e está registado nas sondagens da Gronelândia como tendo sido frio, seco, ventoso e de curta duração (Alley *et al.*, 1997; Ellison *et al.*, 2006) (figura 4). O seu padrão espacial de alterações marinhas e terrestres é muito semelhante ao registado durante o YD, com aproximadamente metade da amplitude deste último, sugerindo a influência de modificações na circulação termohalina do Atlântico Norte (Alley *et al.*, 1997).

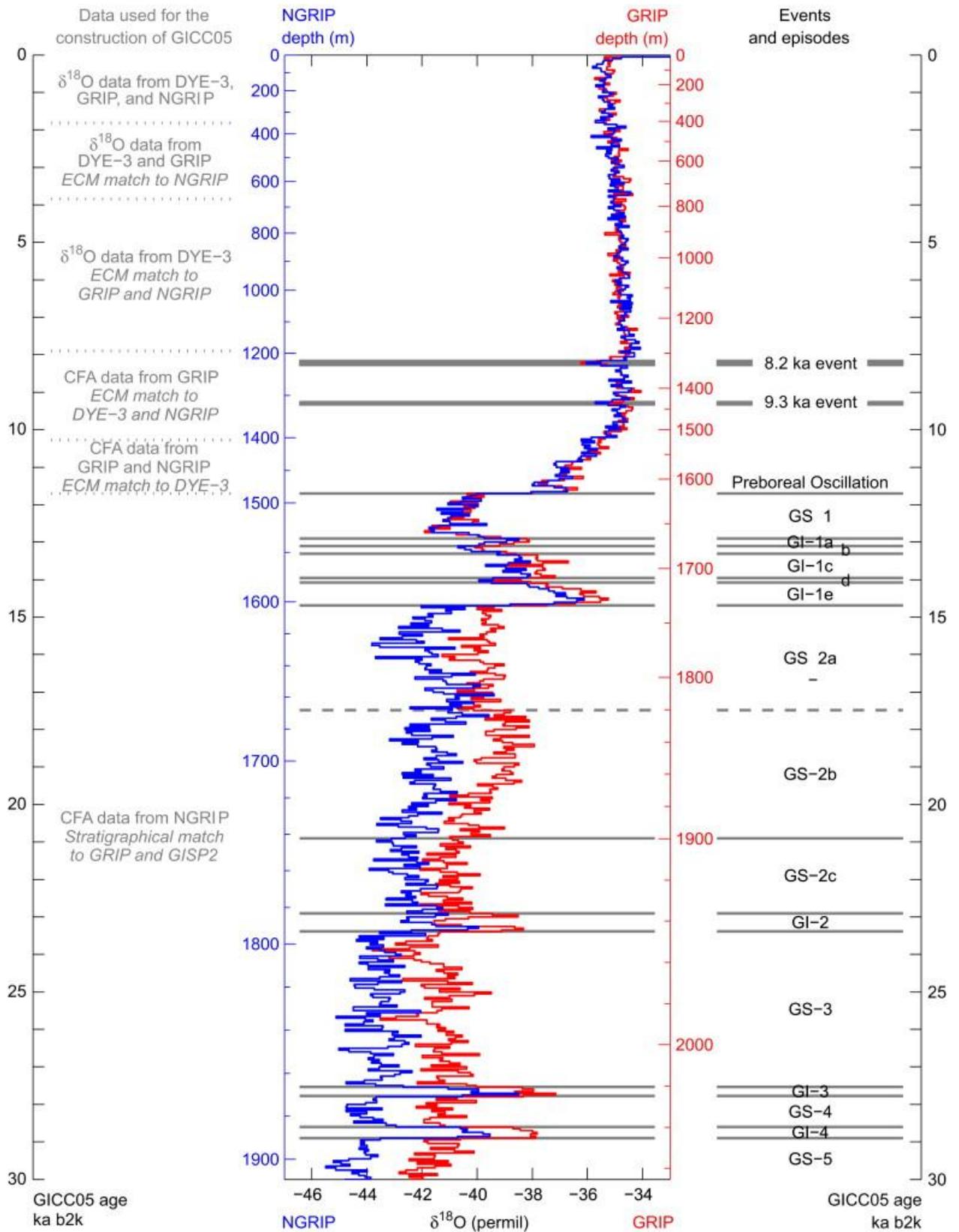


Figura 3 – Comparação dos registos de $\delta^{18}\text{O}$ para as sondagens de gelo NGRIP (*North Greenland Ice Core Project*) e GRIP (*Greenland Ice Core Project*) para os últimos 30.000 anos, com uma resolução de 50 anos, e denominação dos períodos de acordo com o protocolo INTIMATE (Lowe *et al.* 2008).

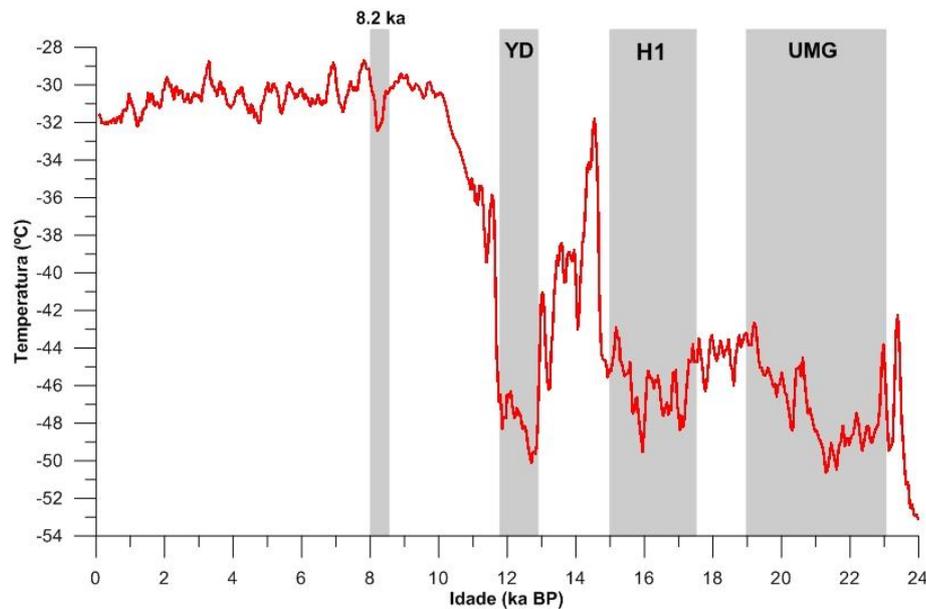


Figura 4 – Média das temperaturas anuais na Gronelândia ao longo dos últimos 24.000 anos calculadas através da análise isotópica da sondagem de gelo da Gronelândia GISP2, com destaque para os arrefecimentos ocorridos durante o Último Máximo Glaciar (UMG), o evento de Heinrich 1 (H1), o *Younger Dryas* (YD) e o evento 8,2 ka BP (adaptado de Alley, 2000).

Desde os 10 ka até ao presente, verifica-se uma tendência para o arrefecimento das SST no Atlântico Norte devido à diminuição constante da insolação, em aproximadamente 10% (Bauch e Weinelt, 1997; Marchal *et al.*, 2002). A variação da amplitude e taxa de insolação são comparáveis às que caracterizavam o aumento da insolação desde o UMG ao início do Holocénico (Marchal *et al.*, 2002).

1.2. Condições oceânicas e sua reconstrução no passado

A temperatura é um parâmetro importante para a modelação das condições dos oceanos antigos. A circulação oceânica global é movida pelas diferenças de densidade das águas dos oceanos devido a variações de temperatura ou salinidade (Thurman e Trujillo, 1999) (circulação termohalina) (figura 5). Destes dois factores, o que tem maior influência sobre a densidade, é a temperatura (Thurman e Trujillo, 1999).

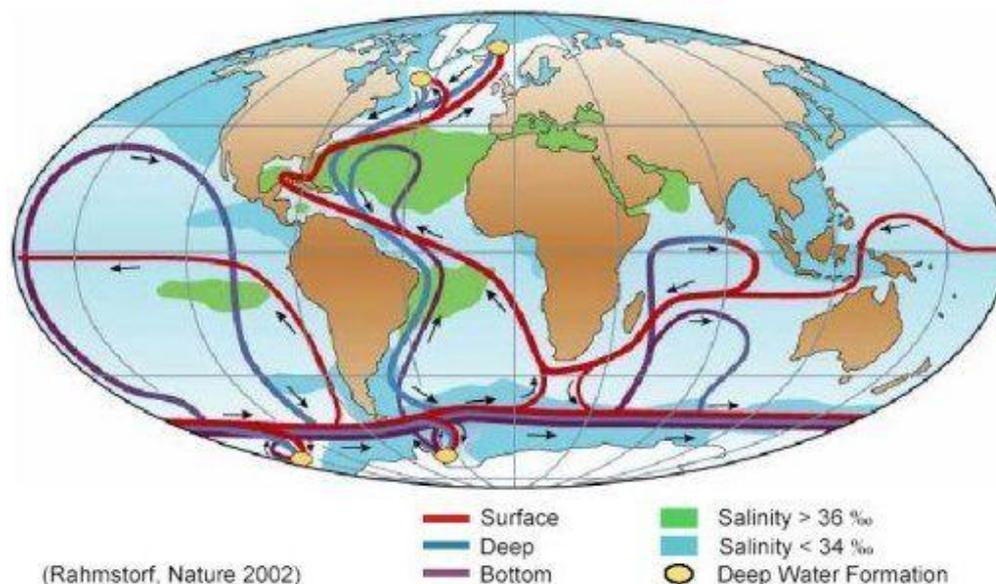


Figura 5 – Esquema representativo da circulação termohalina. As massas de água superficial estão representadas a vermelho, as massas de água profunda representadas a azul claro e as massas de água de fundo representadas a azul escuro. As áreas de formação das massas de água profundas estão marcadas a amarelo (Rahmstorf, 2002).

O aumento da densidade da água da superfície das regiões polares faz com que esta se afunde formando assim a água profunda; deste modo, a circulação termohalina tem origem num fluxo vertical de água superficial, que mergulha a uma profundidade intermédia ou próxima ao fundo, dependendo da densidade dessa água. O aumento de densidade pode ocorrer devido ao arrefecimento da água, ao excesso de evaporação relativamente à precipitação ou ainda à formação de gelo e consequente aumento de salinidade das águas vizinhas. Como o processo de formação de águas mais densas está principalmente ligado à redução de temperatura ou aumento de salinidade devido à formação de gelo, geralmente as correntes termohalinas têm origem em latitudes elevadas. Estas águas frias e densas afundam e lentamente fluem em direcção ao equador (Thurman e Trujillo, 1999). As diferentes massas de água distinguem-se pelas suas temperaturas médias ou pela sua amplitude térmica (Hale e Pflaumann, 1999).

Os indicadores disponíveis para estimar a temperatura da superfície do oceano (SST) no passado (*Sea Surface Temperature* - SST) são: 1) abundância de microfósseis que vivem nas águas superficiais (funções transferência com foraminíferos, diatomáceas, dinocistos, radiolários); 2) composição isotópica dos foraminíferos planctónicos ou diatomáceas; 3) rácio de elementos traço Mg/Ca, ou Sr/Ca, em conchas calcárias; 4) rácio de certas

moléculas orgânicas (vários tipos de alcanonas produzidas por coccolitóforos) (Wefer *et al.*, 1999) (figura 6).

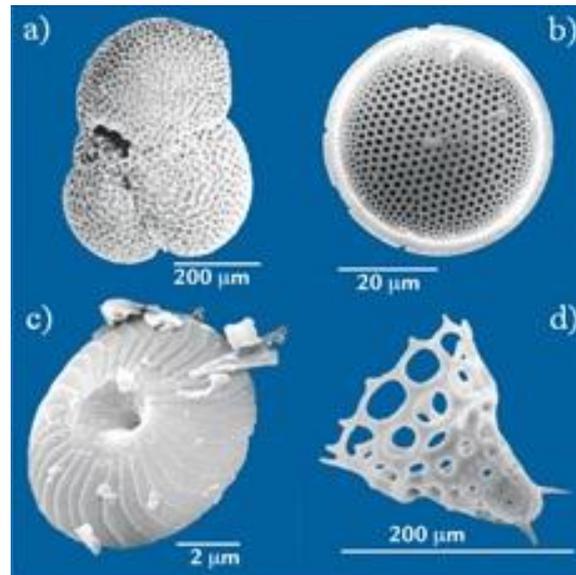


Figura 6 - Exemplos de microfósseis marinhos: a) foraminífero; b) diatomácea; c) coccolitóforo; d) radiolário (Ruddiman, 2008).

A reconstrução de padrões de produtividade oceânica tem grande importância devido à sua ligação com os padrões de correntes, mistura de massas de água, padrões de ventos, ciclo do carbono e a biogeografia (Wefer *et al.*, 1999). Apesar de as alterações climáticas abruptas estarem amplamente correlacionadas com variações de dados de SST e salinidade, os seus impactos na produtividade oceânica (primária e exportada) são ainda pouco conhecidos (Nave *et al.*, 2007; Salgueiro *et al.*, 2010).

Existe uma relação quantitativa entre a produção primária nas águas superficiais (PP), a quantidade de matéria orgânica que deixa a camada superficial produtiva (Produtividade Exportada - Pexp) e o fluxo de matéria orgânica para o fundo marinho à profundidade de z metros (MOz) (Jorissen *et al.*, 2007) (figura 7). Com base na comparação entre valores de produção primária medidos em águas superficiais e dados de armadilhas de sedimento, têm sido desenvolvidas equações quantitativas que descrevem estas relações. Em paleoceanografia, uma vez que a paleo-MOz (fluxo para o fundo marinho) é reconstruída, estas equações de fluxo podem teoricamente ser usadas para calcular a paleoprodutividade primária (paleo-PP), tendo em conta as devidas margens de erro. Apenas uma pequena parte do total da produção primária é transportada para o fundo oceânico, pelo que qualquer pequena alteração no mecanismo de transporte pode ter um

grande impacto sobre a quantidade de matéria orgânica que chega ao sedimento (Jorissen *et al.*, 2007).

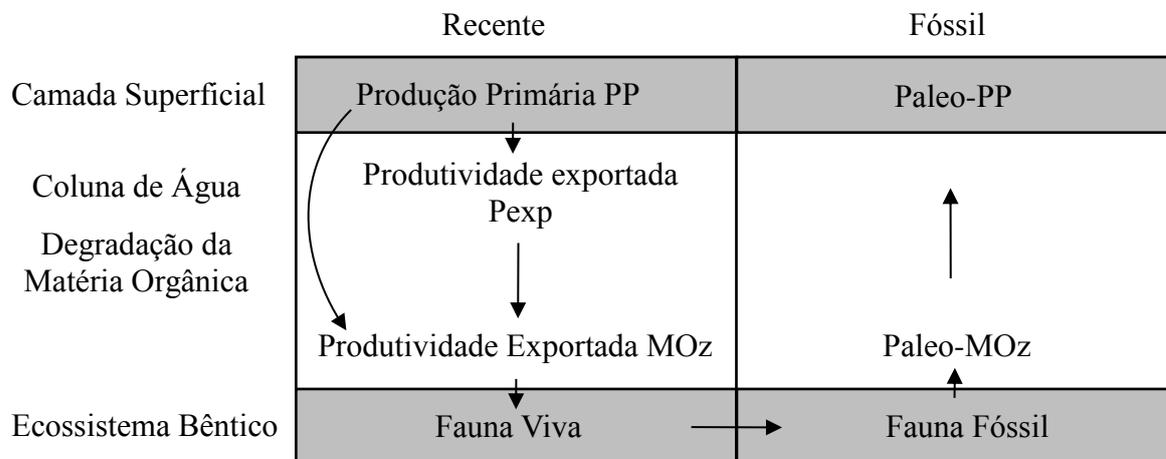


Figura 7 - Esquema explicativo das etapas do processo de acumulação de foraminíferos no bentos e o seu uso como indicador de paleoprodutividade. PP – produtividade primária; Pexp – produtividade exportada; MOz - fluxo de matéria orgânica transportado para o fundo marinho à profundidade de z metros; (adaptado de Jorissen *et al.*, 2007).

Para estimar a paleoprodutividade primária têm sido desenvolvidos e utilizados vários indicadores, nomeadamente a acumulação de carbono orgânico, opala, o rácio bênticos/planctónicos em foraminíferos, dados sobre espécies de foraminíferos planctónicos, acumulação de diatomáceas e associações de foraminíferos, no sedimento (Sun *et al.*, 2006).

Estudos realizados no Atlântico Norte, dentro e a norte do cinturão de IRD, parecem indicar um aumento de produtividade primária associada a deslocamentos laterais da frente polar (Weinelt *et al.*, 2003) e com as descargas dos icebergs (Sancetta *et al.*, 1992). No entanto, também foi registada baixa produtividade em sedimentos do Atlântico Norte com base na diminuição da produção de foraminíferos durante os eventos de Heinrich, relacionada com o arrefecimento das águas superficiais ou o impedimento da penetração da luz nas massas de água devido aos icebergs e à cobertura por gelo (Bond *et al.*, 1992; Broecker *et al.*, 1992). No Atlântico Norte, em mar aberto, o registo de abundância de diatomáceas durante os intervalos H4 e H1, também indica uma diminuição drástica destes produtores primários, sendo particularmente evidente a oeste da bacia do Atlântico Norte onde o fluxo de IRD era mais elevado (Nave *et al.*, 2007). No que respeita à margem este, região de afloramento costeiro e por isso área de importante produtividade biológica, foi

detectado uma diminuição de produtividade correspondente a eventos de Heinrich, baseado em dados de foraminíferos da margem Ibérica (Salgueiro *et al.*, 2010). Alterações na produtividade associadas aos últimos 5 eventos de Heinrich podem ter sido variáveis dependendo da posição latitudinal da frente polar e do grau de perturbação da célula de circulação termohalina do Atlântico Norte (Voelker *et al.*, 2009; Salgueiro *et al.*, 2010).

1.3. Foraminíferos como indicadores ambientais

Os foraminíferos são protozoários eucarióticos, unicelulares (Debenay *et al.*, 1996) e com carapaça, cujo tamanho pode variar de entre algumas dezenas de microns a mais de 10 cm no caso das maiores formas fósseis conhecidas (Debenay e Beck-Eichler, 1995). Os foraminíferos podem ser bênticos ou planctónicos, colonizando diversos habitats com salinidades diferentes. A sua alimentação é variada, podendo ser composta por bactérias, crustáceos, algas, detritos orgânicos diversos (Debenay e Beck-Eichler, 1995), fungos e, nalguns casos, pequenos animais (Goldstein, 1999). Enquanto que os foraminíferos bênticos vivem todo o seu ciclo de vida no sedimento, os planctónicos fazem parte do plâncton marinho constituindo uma pequena percentagem do total de zooplâncton vivo (Hemleben *et al.*, 1989).

O exosqueleto dos foraminíferos pode ser composto por diversos tipos de material e é esta característica que serve de base para a definição de níveis taxonómicos do grupo (e.g. Scott *et al.*, 2001). As subdivisões dos grupos podem ser efectuadas através da morfologia externa. As carapaças destes organismos podem ser orgânicas (não mineralizadas), aglutinadas, calcárias ou, raramente, siliciosas (Goldstein, 1999). A maioria das espécies de foraminíferos constrói a carapaça segregando CaCO_3 (formas calcárias), devendo a sua sobrevivência ao facto de o meio ambiente ser favorável à preservação do carbonato (Scott *et al.*, 2001). Geralmente, as carapaças carbonatadas são constituídas em 90% por CaCO_3 e 10% por MgCO_3 , com uma grande variedade de elementos contaminantes proporcionalmente baixos, sendo os mais frequentes o silício e o ferro (Debenay *et al.*, 1996).

Após a morte do organismo, as conchas vazias são depositadas no fundo oceânico, originando um registo fóssil e, conseqüentemente, um registo geológico mundial que se estende do Câmbrico até aos dias de hoje (Buzas e Culver, 1991). O contributo destas na

composição dos sedimentos marinhos subjacentes é maior em regiões de alta produtividade (Hemleben *et al.*, 1989).

Os foraminíferos planctônicos podem ser encontrados em regimes oceânicos diversos: desde ambientes tropicais e subtropicais, até ambientes polares. São organismos que ocorrem em mar aberto e com menor abundância em águas costeiras (Hemleben *et al.*, 1989). No entanto, a abundância de foraminíferos em águas costeiras pode aumentar quando ocorre afloramento costeiro (Salgueiro *et al.*, 2008). O fenômeno do afloramento costeiro tem como consequência, para além do arrefecimento das águas, o seu enriquecimento em sais minerais (nitratos, fosfatos e silicatos), favorecendo o desenvolvimento de fitoplâncton (produtividade primária) e, por consequência, o aumento da abundância de foraminíferos (Abrantes e Moita, 1999). No oceano, os foraminíferos habitam maioritariamente na zona eufótica, uma vez que a maioria dos recursos alimentares ocorrem nos primeiros 200 m da coluna de água, mas descem vários milhares de metros para águas mais profundas (Hemleben *et al.*, 1989). A profundidade preferencial de cada espécie (estratificação) depende da morfologia da concha, existência de simbiontes, ornamentação superficial, ciclo reprodutivo, entre outros (Hemleben *et al.*, 1989). No que respeita à reprodução, esta ocorre com alternância de gerações sexuada e assexuada resultando em gerações diplóides ou haplóides (Goldstein, 1999). As abundâncias horizontal e vertical modificam-se ao longo do ano e o pico de abundância para diferentes espécies pode ocorrer em alturas diferentes. Assim, as diferentes espécies de foraminíferos são utilizadas para caracterizar condições hidrográficas específicas (e.g. Meggers *et al.*, 2002; Zaric *et al.*, 2005).

Todos os processos biológicos, desde o desenvolvimento de organismos individuais até à dinâmica de grandes sistemas ecológicos, são afectados pelo estado físico e químico do seu meio ambiente. Segundo Kucera *et al.* (2005b) conhecendo como o meio ambiente altera o modelo genético básico dos organismos e como este controla as suas distribuições espaciais e temporais, podemos usar o registo fóssil de tais organismos para reconstruir o estado e variação de paleoambientes.

Os foraminíferos planctônicos têm sido extensivamente usados em interpretações paleoambientais devido à sua ampla distribuição geográfica e ocorrência geológica, à sua abundância, e à sua sensibilidade relativamente às condições ambientais (Hale e Pflaumann, 1999), permitindo a sua utilização como indicadores de temperatura, salinidade e conteúdo em nutrientes (Imbrie e Kipp, 1971). De acordo com Bé e Tolderlund (1971),

os métodos estatísticos mais utilizados para o cálculo da SST são baseados no princípio de que as associações de foraminíferos planctónicos são directa ou indirectamente relacionadas com a SST do respectivo local onde eles viveram. Para o cálculo de temperaturas no fundo marinho, usam-se associações de foraminíferos bênticos. Nas regiões de afloramento costeiro, em particular, a produção primária pode influenciar as estimativas de temperatura e vice-versa (Salgueiro *et al.*, 2008; Lopes, 2006). Um dos métodos mais robustos para determinação de paleotemperaturas a partir de material biogénico é o das funções transferência.

1.4. Funções transferência como método de determinação de SST e produtividade oceânica

Esta técnica, desenvolvida por Imbrie e Kipp (1971), compara as associações fósseis encontradas ao longo de uma sequência sedimentar, através de uma análise matemática, com uma grande base de dados da fauna actual encontrada em amostras de superfície de sondagens denominada base de dados de calibração ou referência. As amostras de referência são associadas a dados actuais de SST (Pflaumann *et al.*, 1996; Hale e Pflaumann, 1999).

A utilização do método das funções de transferência de Imbrie e Kipp (1971) para a reconstrução paleoambiental foi evidenciada pelo grupo CLIMAP no seu esforço para reconstituir as variações de SST desde o último máximo glacial, criando uma base de dados global (CLIMAP, 1976). No entanto, durante as últimas três décadas foram desenvolvidas várias técnicas, baseadas principalmente em conjuntos de dados de foraminíferos planctónicos, para diferentes ambientes e regiões (e.g., Imbrie e Kipp, 1971; Hutson, 1977; Pflaumann *et al.*, 1996; 2003; Waelbroeck *et al.*, 1998; Kucera *et al.*, 2005b).

O MAT (*Modern Analog Technique*) é um método alternativo ao de Imbrie e Kipp (1971), apresentado por Hutson (1980) e mais tarde desenvolvido por Prell (1985) e por Howard e Prell (1992) conforme revisto em Ortiz e Mix (1997). Neste método a SST é estimada directamente a partir das diferenças estatísticas entre as associações fósseis e as associações modernas, que são marcadas pela temperatura da água sobrejacente. O MAT pode ser mais robusto em condições não-análogas (isto é, condições passadas que estão

fora do conjunto de calibração actual). No entanto, parece não haver diferença significativa entre os dois métodos, desde que o conjunto de dados de calibração seja o mesmo (Ortiz e Mix, 1997). O aperfeiçoamento do MAT incluiu o método de análogos modernos com índice de similaridade (SIMMAX) de Pflaumann *et al.* (1996) e um método análogo corrigido (RAM - *Revised Analog Method*) de Waelbroeck *et al.* (1998). O método SIMMAX procura para a amostra em estudo um número predefinido de melhores análogos de um conjunto de dados de associações actuais de foraminíferos através de um índice de similaridade e calcula a SST estimada como uma média da SST actual medida nas estações com esses melhores análogos. Em qualquer selecção do método, o mais importante é a ponderação das espécies nos coeficientes de similaridade ou dissimilaridade (Pflaumann *et al.*, 1996). O método RAM adopta o mesmo coeficiente de dissimilaridade do MAT, mas com duas modificações importantes: (1) selecciona apenas os melhores análogos analisando a taxa do aumento da dissimilaridade; e (2) reorganizando e interpolando a base de dados da fauna das amostras análogas de uma forma mais homogénea, uniformemente distribuídos no espaço em função das SST de Inverno e de Verão. As modificações do RAM fazem com que este método seja muito útil na reconstrução de SST no Pacífico Oeste, onde o facto de as amostras estarem menos uniformemente distribuídas e/ou menos preservadas, podem limitar a selecção de bons análogos para estimativas de SST em profundidade (Chen *et al.*, 2005). Em resumo, enquanto o SIMMAX usa um novo índice de similaridade e inclui informação geográfica, o RAM aumenta o número e extensão das amostras de calibração, introduzindo critérios mais rigorosos na selecção das melhores amostras análogas (Chen *et al.*, 2005).

De acordo com Salgueiro *et al.* (2008) o uso do método das funções de transferência SIMMAX é o mais vantajoso em áreas de pouca variabilidade na calibração da base de dados, onde a ausência de alterações na associação faunística é complementada pela informação do posicionamento geográfico da amostra. Este método também tem o melhor desempenho em situações de dados não-análogos, e apoia-se numa base de dados mais extensa, aumentando a fiabilidade em temperaturas extremas (Lebreiro *et al.*, 1997). Le e Schakleton (1994) propuseram o uso de uma calibração regional e de um número selectivo de espécies com características conhecidas, para melhorar a reconstrução paleoambiental. Kucera *et al.* (2005a) recomenda o uso de calibrações regionais sobre as globais para minimizar o ruído na base de dados e os erros introduzidos, pelo facto de a base de dados de calibração corresponder a uma área muito vasta. Para a margem portuguesa existe uma

base de dados melhorada, resultante do trabalho de Salgueiro *et al.* (2008; 2010), para a reconstituição de condições de temperatura e produtividade.

São vários os estudos que têm tido como objectivo a análise dos padrões de circulação oceânica na margem Ibérica (Lebreiro *et al.*, 1996, 1997; de Abreu *et al.*, 2003; Voelker *et al.*, 2009; Salgueiro *et al.*, 2008, 2010) recorrendo ao método de funções de transferência para obtenção de dados de temperatura e dados de produtividade, documentando a extensão do sistema de afloramento costeiro na margem portuguesa.

2. MOTIVAÇÃO E IDENTIFICAÇÃO DOS OBJECTIVOS

O presente trabalho enquadra-se no âmbito do projecto intitulado *Atlantic Meridional Overturning Circulation During Interglacial* – AMOCINT do programa EUROCORES da European Science Foundation (EUROMARC/002/2007). O estudo foi desenvolvido na Unidade de Geologia Marinha do Laboratório Nacional de Geologia e Energia (LNEG, Alfragide), tendo como orientadoras a Doutora Antje Voelker, Doutora Sílvia Nave e a Doutora Delminda Moura.

Esta dissertação tem como objectivos estimar as variações de temperatura de superfície da água do mar (SST) ao largo da Margem Ibérica durante os últimos 20 ka, usando a função transferência (SIMMAX 28) aplicada às associações de foraminíferos planctónicos, assim como estudar a produtividade oceânica exportada e identificar a origem dessa produtividade (oceânica e/ou costeira). Pretende-se também comparar os dados adquiridos com os resultados obtidos por Lebreiro *et al.* (1997) num estudo efectuado numa sondagem próxima (D11957P, coordenadas 39°03'N, 12°36'W; 3585 m) com amostragem de baixa resolução para os últimos 225 ka. Os resultados deste trabalho serão também comparados com os dados obtidos através de outros indicadores (independentes) de temperatura (Mg/Ca; $\delta^{18}\text{O}$) e de produtividade (carbono orgânico e opala) analisados na sondagem MD01-2446, no âmbito do projecto AMOCINT.

Este estudo pretende ser um contributo importante para uma reconstrução mais detalhada da temperatura da superfície do oceano e da produtividade oceânica durante os últimos 20 ka, incluindo a reconstrução dos eventos climáticos abruptos ocorridos durante esse período. O presente estudo beneficiará ainda do recente melhoramento das bases de dados de SST e produtividade da margem Ibérica, na sequência do trabalho de Salgueiro *et al.* (2008; 2010).

3. ÁREA DE ESTUDO

3.1. Localização

O monte submarino do Tore constitui o limite noroeste da Crista Madeira-Tore e corresponde a uma elevação pronunciada que tem a particularidade de, na parte central, ter uma profunda depressão que atinge os 5000 m de profundidade (Dias, 2003). Este sistema de montanhas submarinas localiza-se a 300 km a oeste de Portugal, aproximadamente, estando alinhado com Planalto da Estremadura (Lebreiro *et al.*, 1997).

As amostras estudadas fazem parte da sondagem MD01-2446, localizada na vertente sudeste do monte submarino do Tore ($39^{\circ} 03'N$, $12^{\circ} 37'W$) à profundidade de 3547 m e com um comprimento total de 26,6 m (figura 8). O registo sedimentar de uma sondagem próxima (D11957P; $39^{\circ}03'N$, $12^{\circ}35'W$; 3585 m de profundidade) estudada a baixa resolução por Lebreiro *et al.* (1997), reflecte as variações típicas da paleocirculação no Atlântico Norte, à escala glacial/interglacial.

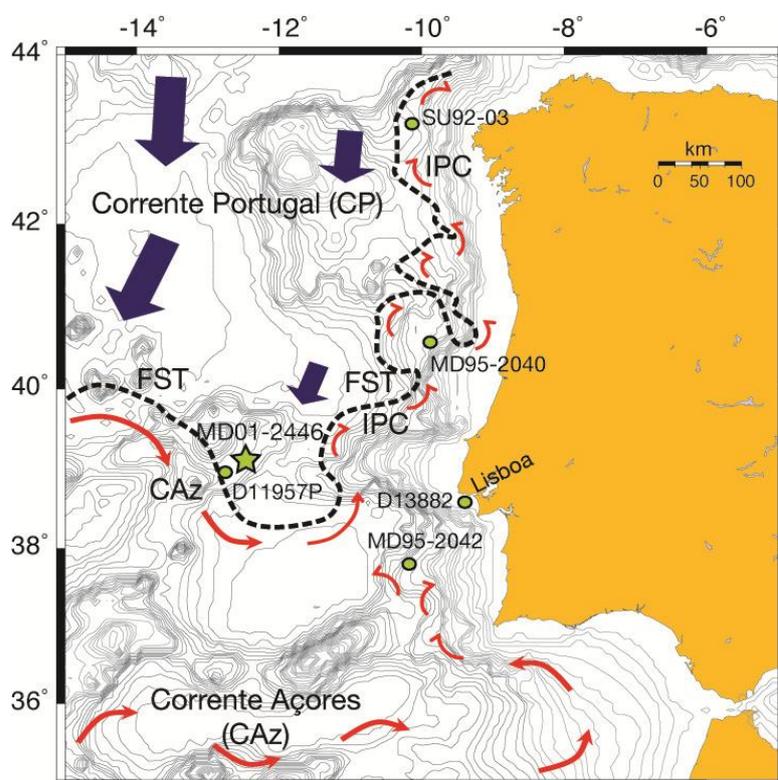


Figura 8 – Localização da sondagem de pistão em estudo MD01-2446 ($39^{\circ} 03'N$, $12^{\circ} 37'W$; a 3547 m de profundidade). Na figura estão representadas a Corrente de Portugal (CP), a Corrente dos Açores (CAZ), a *Iberian Poleward Current* (IPC) e a Frente Subtropical da Corrente dos Açores (Adaptado de Voelker e de Abreu, 2011).

3.2. Condições hidrográficas actuais

A margem oeste Ibérica está localizada no limite este do giro subtropical e as características actuais da água superficial são influenciadas pelo ramo sul da Corrente de Portugal (PC) (Fiúza, 1983), pela *Iberian Poleward Current* (IPC) (Peliz *et al.*, 2003) e por um regime de afloramento costeiro sazonal (de Maio a Setembro). A IPC que flui em direcção aos pólos é a característica oceanográfica predominante durante o inverno. As suas águas subtropicais têm origem na Frente Subtropical dos Açores, associada à Corrente dos Açores (CA), entre os 35 e os 36°N, e podem fluir ao longo da costa até à margem da Galiza (Haynes e Barton, 1990). A Água Central Este do Atlântico Norte (ACEAN) descrita por Fiúza (1983) aflora (de Maio a Setembro), devido à predominância dos ventos de Norte, formando ao longo da costa oeste uma banda de água fria e rica em nutrientes com uma extensão de cerca de 50 km de largura. Dependendo da força do vento podem aflorar dois tipos de Água Central Norte Atlântica Este ao largo da margem Ibérica, a Água Central Este do Atlântico Norte com origem subpolar (ACEAN sp) ou a Água Central Este do Atlântico Norte com origem subtropical (ACEAN st) (Rios *et al.*, 1992; Fiuza *et al.*, 1998).

A massa de Água do Mediterrâneo (*Mediterranean Outflow Water* - MOW) é caracterizada por salinidade e temperatura elevadas, fortemente influenciadas pela hidrologia e dinâmica do Atlântico nordeste, e domina a circulação a profundidades intermédias (Ambar *et al.*, 1999).

Próximo dos 2000 m, a circulação profunda é controlada pelo equilíbrio termohalino entre a Água Profunda do Atlântico Norte (APAN), com baixa estratificação e elevado conteúdo em oxigénio, e a Água de Fundo proveniente da região Antártica (AFA) (Fiúza, 1983). O local da sondagem MD01-2446 encontra-se actualmente sob a influência da APAN.

4. METODOLOGIA

Neste trabalho foi realizado um estudo com alta resolução (aproximadamente 2 cm) da sondagem marinha MD01-2446. Foram analisadas 115 amostras, dos 0 aos 119 cm, que se previa corresponderem aos últimos 20 ka de acordo com as datações de ^{14}C realizadas em 8 das amostras.

As amostras de sedimento marinho analisadas neste trabalho foram previamente processadas no laboratório da Unidade de Geologia Marinha (LNEG). Foram amostrados aproximadamente 20 centímetros cúbicos (cc) para análise de foraminíferos. No Laboratório da Unidade de Geologia Marinha (LNEG) estas amostras foram congeladas e posteriormente liofilizadas. Em seguida foram lavadas com água desionizada com um crivo de 63 μm . A fracção >63 μm foi depois seca, pesada e guardada em frascos devidamente etiquetados. Assim, as 115 amostras analisadas correspondem à fracção >63 μm de cada amostra da sondagem.

4.1. Quantificação dos foraminíferos planctónicos

A identificação quantitativa dos foraminíferos planctónicos das amostras foi realizada em 56 das 115 amostras estudadas neste trabalho. Para tal, foi efectuada a divisão da combinação das fracções >250 μm e 150-250 μm de cada uma das 56 amostras, de modo a obter um número superior a 250 espécimes (e.g., Pflauman, 1996; Voelker *et al.*, 2009).

Com o auxílio de um crivo de 250 μm separou-se a fracção >250 μm da amostra total. Esta fracção foi posteriormente dividida sucessivamente, num divisor manual, até obter uma porção representativa da fracção >250 μm com um número igual ou superior a 150 espécimes. Depois de separada a fracção >250 μm , usou-se um crivo de 150 μm para separar as partículas com diâmetro entre 150 e 250 μm da restante amostra. Esta fracção de 150-250 μm foi então sucessivamente dividida, num divisor manual, até obter uma porção representativa da fracção 150-250 μm com um número igual ou superior a 100 espécimes. Cada uma das fracções foi colocada num tabuleiro de triagem e, usando a lupa binocular, foram identificados e contados os espécimes de acordo com os critérios taxonómicos de Hemleben *et al.* (1989). No final das contagens, o número total de espécimes contados nas amostras estudadas variou entre os 269 e 674 indivíduos.

Depois da contagem e identificação dos foraminíferos na combinação das fracções >250 μm e 150-250 μm de cada uma das 56 amostras, foi calculada a abundância relativa de cada espécie de foraminíferos planctónicos. Estes dados foram usados para calcular as variações da SST e da produtividade através da função transferência SIMMAX 28 de Pflaumann *et al.* (1996).

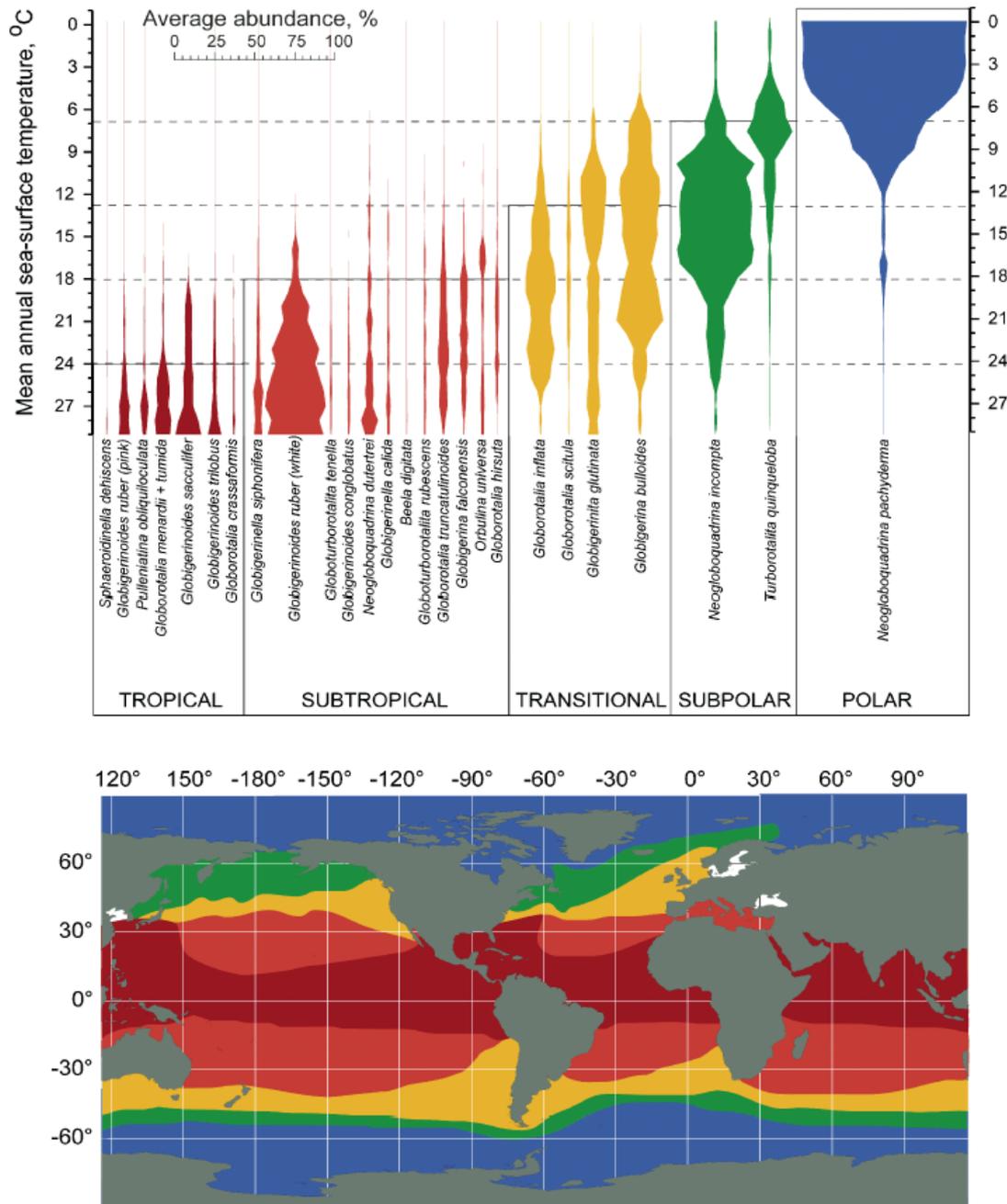


Figura 9 – Províncias de foraminíferos planctónicos no oceano moderno. A distribuição das províncias segue os gradientes de temperatura da superfície do oceano, reflectindo a relação entre a SST e a abundância das espécies. A representação da abundância baseia-se em dados de sedimento superficial do Oceano Atlântico (Kucera *et al.* 2005), com médias de intervalo de 1 °C (Kucera, 2007).

Neste trabalho, e de acordo com o trabalho de (Kucera, 2007) (figura 9), as espécies planctónicas contabilizadas foram agrupadas em 5 associações bioclimáticas: Polar, Subpolar, Transição, Subtropical e Tropical. Kucera (2007), nas suas associações bioclimáticas, não inclui a espécie *T. humilis*, identificada nas amostras da sondagem MD01-2446. Pouco se sabe sobre as preferências ecológicas *T. humilis*, mas colheitas sazonais de plâncton revelaram que esta espécie está associada a águas subtropicais (Meggers *et al.*, 2002).

4.2. Quantificação dos foraminíferos bênticos

A quantificação dos foraminíferos bênticos foi efectuada em simultâneo com a identificação quantitativa dos foraminíferos planctónicos.

4.3. Função transferência

A função transferência é uma equação matemática que, como anteriormente referido, relaciona uma base de dados de condições oceanográficas actuais com uma base de dados de associações de microfósseis actuais (amostras de superfície). A função transferência aplicada a associações de microfósseis ao longo de uma sondagem, permite estimar as condições paleoceanográficas aquando da deposição do sedimento. Desde 1971 que se têm desenvolvido várias funções de transferência. Neste estudo, é aplicada a função transferência SIMMAX 28 (Pflaumann, 1996), sendo este método utilizado para a obtenção de dados de temperatura e produtividade exportada.

O método de função transferência escolhido para este estudo foi o SIMMAX 28 porque permite obter resultados que têm (*distante weight - dw*), ou não (*no distante weight - ndw*), em consideração o peso da distância às amostras análogas (semelhantes) (Salgueiro *et al.*, 2010). Este mesmo método de função de transferência foi também utilizado em diversos trabalhos publicados sobre a margem Ibérica (Salgueiro *et al.*, 2008, 2010; Voelker *et al.*, 2009). O SIMMAX 28 procura para a amostra em estudo, através de uma equação matemática, um número predefinido de melhores análogos de um conjunto de dados de associações actuais de foraminíferos através de um índice de similaridade. Os indicadores a estimar, neste caso a SST e a Pexp, são então calculados como uma média dos valores de SST (ou Pexp) actuais medidos nas estações com esses melhores análogos.

Na selecção, o mais importante é a ponderação das espécies nos coeficientes de similaridade (Pflaumann *et al.*, 1996). O índice de similaridade é o produto escalar dos vectores da associação normalizados (unidade = soma do quadrado das percentagens das espécies):

$$S_j = \sum_{K=1}^{n_s} [(P_k / \sqrt{sum1}) \cdot (Q_{j,k} / \sqrt{sum2})] \quad (1)$$

onde S_j é o produto escalar da amostra em estudo e da amostra análoga j , n_s é o número de espécies, P_k é a percentagem de espécies k na amostra em estudo, $sum1$ é a soma do quadrado das percentagens de n_s espécies na amostra em estudo, $Q_{j,k}$ é a percentagem de espécies k na amostra análoga j , $sum2$ é a soma do quadrado das percentagens de n_s espécies na amostra análoga j (Pflaumann *et al.*, 1996).

A similaridade total é dada pelo valor 1, e a dissimilaridade total é dada pelo valor 0. O produto escalar é uma medida independente da percentagem da soma dos componentes (Pflaumann *et al.*, 1996).

As SST (ou Pexp) são estimadas de acordo com seguinte fórmula:

$$t_{est} = \frac{\sum_{jmax(1)}^{jmax(n_s)} (t_j \cdot s_j \cdot d_j^{-1})}{\sum_{jmax(1)}^{jmax(n_s)} (s_j \cdot d_j^{-1})} \quad (2)$$

onde t_{est} é a SST (ou Pexp) estimada da amostra em estudo, n_s é o número de amostras análogas, $jmax(k)$ é o vector que contém a localização das amostras análogas n_s alinhadas de acordo com a sua similaridade, t_j é a SST da amostra análoga j , s_j é o produto escalar da amostra em estudo e a amostra análoga j e d_j é a distância geográfica entre a amostra em estudo e a amostra análoga j (Pflaumann *et al.*, 1996).

As estimativas são as médias do produto escalar ponderado das SST (ou Pexp) dos melhores análogos ponderados pela sua distância geográfica inversa do local da amostra em estudo (uma ponderação “vizinho mais próximo”) (Pflaumann *et al.*, 1996).

Os ficheiros de dados análogos actuais utilizados neste trabalho são uma versão alargada da base de dados de Salgueiro *et al.* (2010) que combina amostras da margem Ibérica (Salgueiro *et al.*, 2008) com as amostras de superfície do Atlântico Norte de acordo com a recomendação do projecto MARGO (Kucera *et al.*, 2005a; b), resultando num total de

1066 análogos para as SST e 1039 para a Pexp. As temperaturas análogas actuais para águas com profundidade de 10 m são retiradas do *World Ocean Atlas* 1998. Os valores Pexp são baseados na produtividade primária actual derivada de Antoine *et al.* (1996) e transposta em valores de Pexp como descrito em Salgueiro *et al.* (2010). Neste estudo, o número de análogos usados para o cálculo da SST e da produtividade foi de 10.

4.4. Avaliação estatística de dados

Para decompor os dados de abundância de foraminíferos planctónicos das 56 amostras num número reduzido de variáveis ambientais independentes umas das outras, foi usada a análise factorial.

Neste estudo foram compilados os primeiros dois passos da técnica de IK (Imbrie e Kipp, 1971), incluídos no pacote de *software* de Sieger *et al.* (1999) e descritos em pormenor por Imbrie e kipp (1971) e Imbrie *et al.* (1973). O factor de análise (CABFAC; Imbrie e kipp, 1971), como primeiro passo, executa uma análise factorial *Q-mode* para identificar estatisticamente associações de foraminíferos plantónicos (factores) a partir de um grande número de espécies. A comunalidade obtida mostra quão bem uma dada combinação de abundância de espécies é representada na base de dados de calibração. Os *factor scores* resultantes indicam o peso de cada espécie em relação a cada factor *Q-mode*. Os *factor loadings* explicam a importância dos factores individuais em cada amostra. O número total de factores foi definido através da minimização da restante variabilidade “aleatória” e pela possibilidade de relacionar os factores a condições oceanográficas modernas e a ecologia dos foraminíferos planctónicos. No segundo passo foi realizada uma análise de regressões múltiplas para se ajustar a equação empírica entre os *factor loadings* (variáveis independentes) e a SST moderna (variáveis dependentes) através de métodos de regressão linear múltipla (Mix *et al.*, 1999).

Esta técnica é baseada na suposição de que a relação da associação de foraminíferos planctónicos e a temperatura se mantêm iguais ao longo do tempo. As associações antigas podem, no entanto, afastar-se significativamente da fauna moderna e não poder ser ajustadas ao modelo de regressão da SST moderna, o chamado “problema de amostra não-análoga”, que tem mais importância nas áreas regionalmente restritas (Salgueiro *et al.*, 2008).

4.5. Quantificação de detritos transportados por gelo (IRDs)

Com o auxílio de um crivo de 150 µm separou-se a fracção >150 µm da amostra total. Em seguida, a fracção >150 µm da amostra, previamente pesada, foi dividida sucessivamente num divisor manual, até obter uma porção representativa da fracção. Esta porção foi distribuída uniformemente num tabuleiro de contagem com 45 subdivisões e a abundância relativa dos grãos terrígenos, das carapaças dos foraminíferos, dos grãos vulcânicos e do material biogénico silicioso foi contada em 5 subdivisões utilizando uma lupa binocular. Em seguida, calcularam-se as abundâncias para toda a porção contida no tabuleiro:

$$\frac{5}{45} = \frac{\text{Abundância contada em 5 subdivisões}}{\text{Abundância em 45 subdivisões}} \quad (3)$$

A abundância dos detritos transportados pelo gelo foi depois convertida em valores por grama ou abundância relativa (%). Este procedimento foi efectuado para 115 amostras da sondagem MD01-2446.

4.6. Cronologia - Modelo de idades

Para qualquer reconstrução paleoambiental, paleoclimática e paleoecológica é necessário saber a idade do mesmo e correlacionar os eventos geológicos ocorridos durante a deposição da sequência sedimentar em estudo. As datações radiométricas fornecem idades absolutas para determinados níveis da sequência sedimentar, possibilitando o desenvolvimento de um modelo de idades para essa sequência.

A construção do modelo de idades deste estudo para a sondagem MD01-2446, teve como base o modelo utilizado por Lebreiro e Nave (submetido) para o Holocénico e as respectivas datações de ^{14}C por Espectrometria de Aceleração de Massa (*Accelerator Mass Spectrometry* – AMS) (tabela 1).

Uma vez que este trabalho abrange um período superior aos 11,7 ka (86 cm) correspondentes ao Holocénico estudado por Lebreiro e Nave (submetido), houve necessidade de realizar mais duas datações, de modo a completar o modelo de idades construído inicialmente para este estudo. Para tal, foram colhidos 10-12 mg de foraminíferos planctónicos da espécie *Globorotalia inflata* na fracção maior que 315 µm de duas amostras respeitantes às profundidades 113-114 cm e 134-135 cm. Os foraminíferos

foram depois limpos com água destilada no banho de ultrassons, no laboratório de sedimentologia da UGM-LNEG, e enviados para análise no Leibniz Labor na Universidade de Kiel, Alemanha. As idades ^{14}C convencionais (anos ^{14}C BP) das duas amostras foram calibradas utilizando o programa CALIB 6.0 (Suiver e Reimer, 1993) e a base de dados de calibração Marine09.14c (Reimer *et al*, 2009) (tabela 1).

Tabela 1 - Resultados das datações das amostras provenientes da sondagem MD01-2446 pelo método AMS ^{14}C .

Código Laboratorial*	Profundidade do Intervalo de Amostragem (cm)	Tipo de Material	Quantidade de C Analisado (mg)	pMC Corrigido	Idade ^{14}C (a BP)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)±error	Idade média de ocorrência (a cal BP)	Referência
KIA 35706	15 - 16	<i>G. inflata</i> > 315 μm	1.3	66.03 ± 0.24	3335 ± 30	2.41 ± 0.30	3200	Lebreiro e Nave (submetido)
KIA 40250	18 - 19	<i>G. inflata</i> > 315 μm	1.2	65.25 ± 0.31	3430 ± 40	0	3308	Lebreiro e Nave (submetido)
KIA 42807	29 - 30	<i>G. inflata</i> > 315 μm	1.2	53.34 ± 0.23	5050 ± 35	6.70 ± 0.58	5389	Lebreiro e Nave (submetido)
KIA 33195	53 - 54	<i>G. inflata</i> > 315 μm	0.9	36.63 ± 0.18	8070 ± 40	-3.39 ± 0.90	8525	Lebreiro e Nave (submetido)
KIA 40251	79 - 80	<i>G. inflata</i> > 315 μm	1.1	28.32 ± 0.16	10135 ± 45	0	11155	Lebreiro e Nave (submetido)
KIA 33196	99 - 100	<i>G. inflata</i> > 315 μm	1	23.65 ± 0.20	11580 ± 70	-0.98 ± 0.66	13054	Lebreiro e Nave (submetido)
KIA 46248	113 - 114	<i>G. inflata</i> > 315 μm	1.3	13.60 ± 0.15	16025 ± 90	0.16 ± 0.33	18776	Este trabalho
KIA 43249	134 - 135	<i>G. inflata</i> > 315 μm	1.0	10.30 ± 0.16	18259 ± 130	-6.71 ± 0.45	21318	Este trabalho

* Leibniz-Laboratory for Radiometric Dating and Stable Isotope Research da Universidade Christian Albrechts

Paralelamente aos pontos de controlo (datações ^{14}C), o modelo de idades foi construído usando a correlação do registo de $\delta^{13}\text{C}$ da espécie de foraminífero bêntico *Cibicidoides wuellerstorfi* da sondagem MD01-2446 com a sondagem ODP Site 980, através do *software* Analyseries (Paillard, 1996).

Assim, o modelo de idades deste trabalho para a sondagem MD01-2446 resulta da compilação de dois modelos de idades. Dos 0 cm aos 53 cm foi utilizado o modelo de idades de Lebreiro e Nave (submetido). Dos 53 cm até aos 134 cm foi construído um novo modelo com base em dois pontos de controlo de Lebreiro e Nave (submetido) (aos 79 cm e aos 99 cm) e em dois pontos de controlo datados especificamente para este trabalho (aos 113 cm e aos 134 cm).

Com modelo de idades definido, pôde calcular-se a taxa de sedimentação média entre os pontos de controlo, expressas em cm/ka, através da função:

$$T_{Sed} = \frac{(b - a)}{(c - d)} \quad (4)$$

onde a é a profundidade do ponto de controlo inicial, b é a profundidade ponto de controlo final, c é a idade ^{14}C para o ponto de controlo inicial e d é a idade ^{14}C para ponto de controlo final (figura 10).

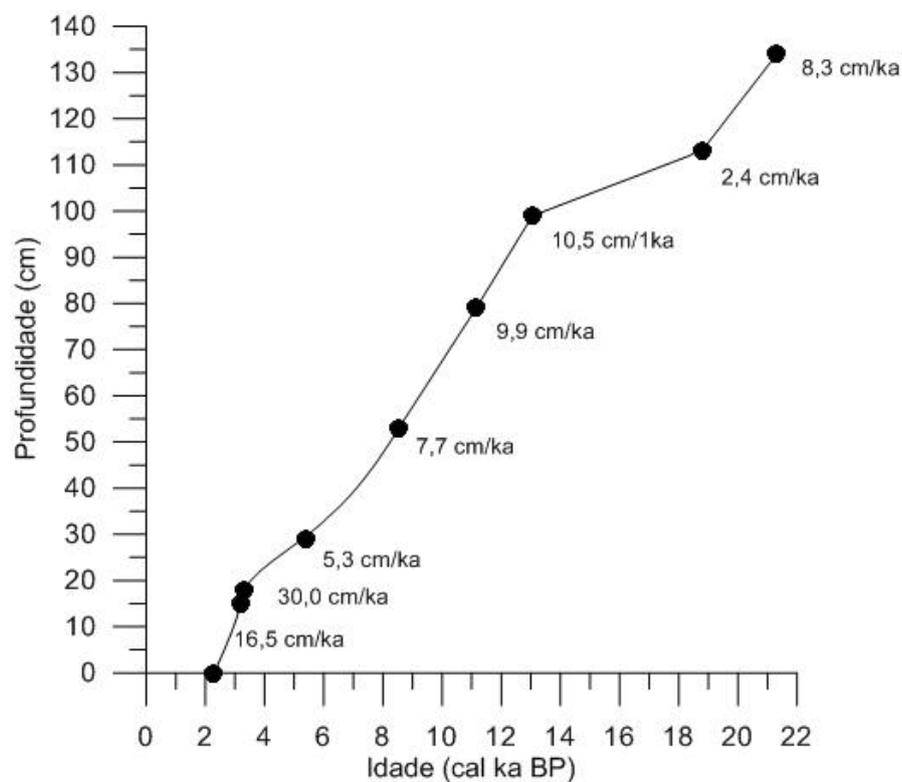


Figura 10 – Representação gráfica do modelo de idades para a sondagem MD01-2446. Os pontos representam as profundidades às quais se fizeram datações AMS ^{14}C e o respectivo valor médio da taxa de sedimentação.

O valor médio da taxa de sedimentação calculada para o Holocénico é de 8,99 cm/ka (1 cm por cada 111 anos). Para a deglaciação o valor médio da taxa de sedimentação é de 11,47 cm/ka (1 cm por cada 84 anos).

5. RESULTADOS

Foram quantificadas 56 amostras dos 0 aos 119 cm da sondagem MD01-2446, com uma resolução de aproximadamente 2 cm. Pelo facto de ter havido contaminação ou perda de algumas amostras (aquando da amostragem), nem sempre foi possível analisar a cada 2 cm.

Em sondagens ao longo da margem Ibérica (Salgueiro *et al.*, 2010) e no monte submarino do Tore (Lebreiro, 1997) foram identificados IRDs. No entanto, a sondagem MD01-2446 revela resultados inconclusivos no que respeita à quantificação de IRD, pelo que a sua discussão não é feita neste trabalho.

5.1. Associações faunísticas

Na figura 11 apresentam-se os resultados relativos à abundância das espécies de foraminíferos plantónicos contabilizados nas amostras estudadas (Anexos, tabela A1), em função da profundidade e na figura 12 em função da idade.

Foram identificadas 22 espécies/grupos de espécies na associação de foraminíferos plantónicos. No total, foram 12 as espécies que registaram uma abundância > 5%: a *Neogloboquadrina pachyderma* dextral (ou *Neogloboquadrina incompta*) (7-34%), a *Globigerina bulloides* (3-29%), a *Neogloboquadrina pachyderma* sinistral (1-24%), a *Globorotalia inflata* (1-23%). A *Globigerinella aequilateralis* (ou *Globigerinella siphonifera*) (1-20%), a *Globigerinella calida* (3-16%), a *Turborotalia quinqueloba* (0-15%), a *Globigerinoides ruber* alba (1-13%), a *Globorotalia truncatulinoides* (0-11%), a *Globigerinina glutinata* (3-10%), a *Globigerina falconensis* (0-7%), a *Globorotalia scitula* (0-6%) e a *Orbulina universa* (0-5%). Com uma abundância < 5% foram encontradas 11 espécies: a *Globigerinoides trilobus* (0-4%), a *Globigerotalia crassaformis* (0-3%), a *Globoturborotalita rubescens* alba (0-3%), a *Globorotalia hirsuta* (0-3%), a *Globoturborotalita tenella* (0-3%), a *Globigerinoides ruber* rosea (0-2%), a *Turborotalita humilis* (0-2%), a *Globigerinoides sacculifer* (0-1%), a *Globoturborotalita rubescens* rosea (0-0,8%), a *Globigerinella (Bella) digitata* (0-0,6%), a *Globigerinoides conglobatus* (0-0,3%) e a *Pulleniatina obliquiloculata* (0-1,8%). Foram contabilizados, no total das 56 amostras, 24.333 espécimes de foraminíferos planctónicos.

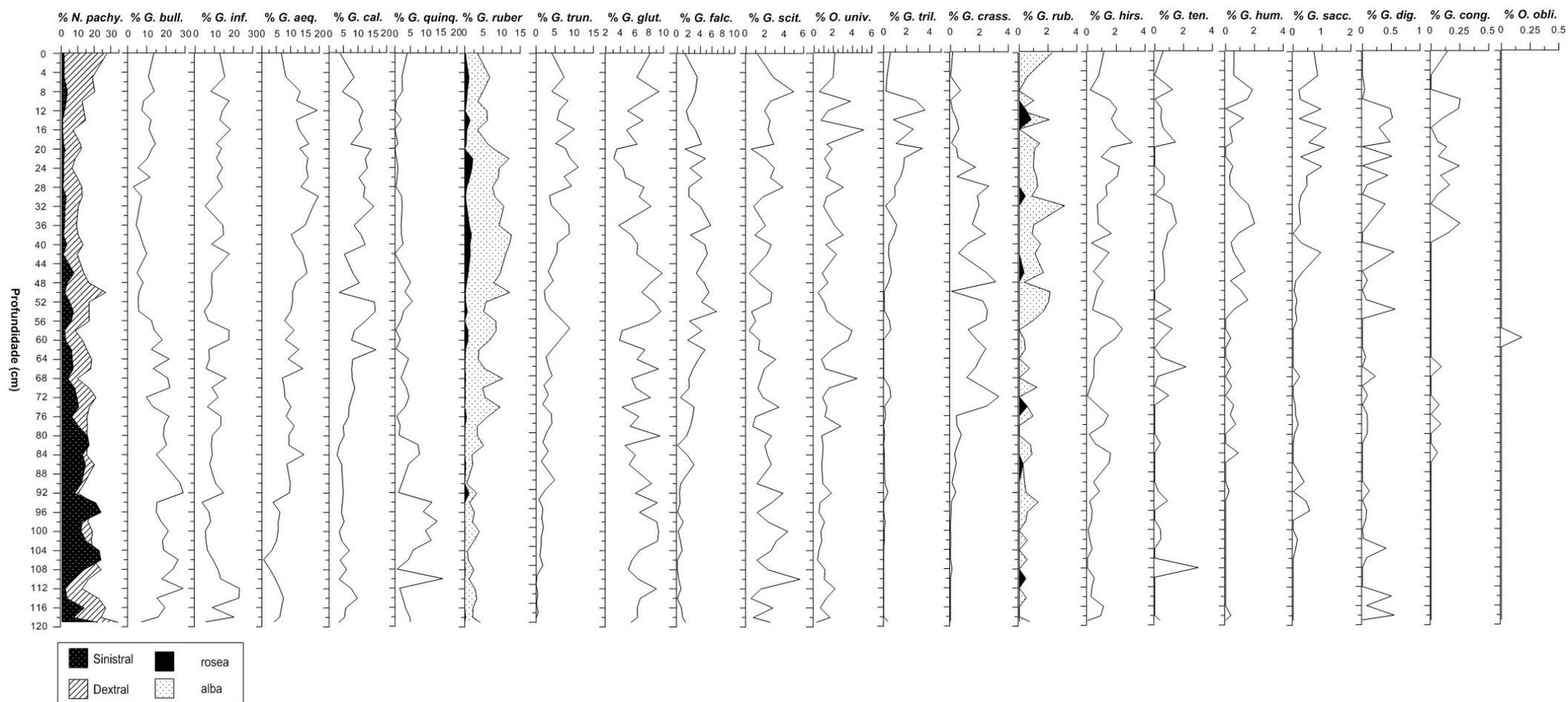


Figura 11 - Distribuição das diferentes espécies de foraminíferos planctônicos em função da profundidade na sondagem MD01-2446.

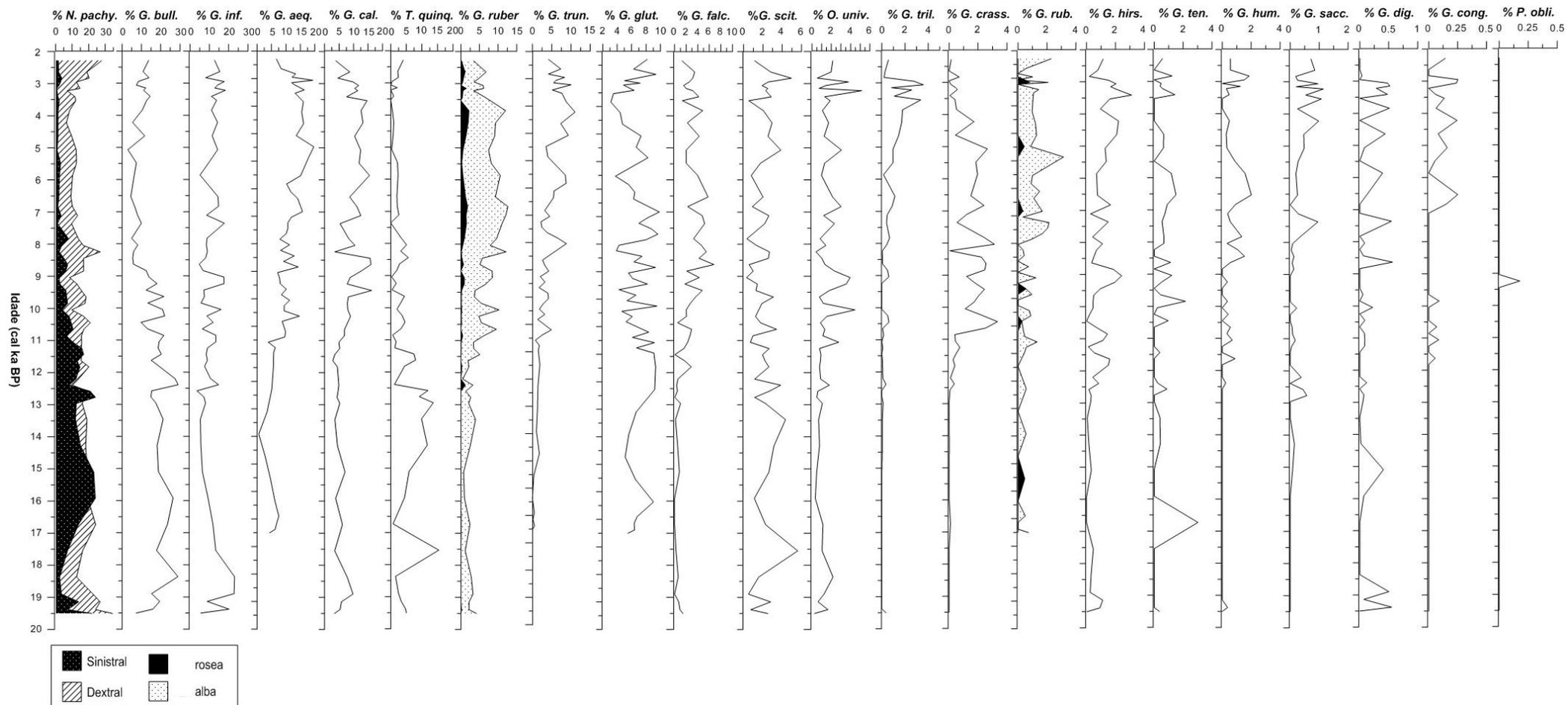


Figura 12 – Distribuição das diferentes espécies de foraminíferos plantônicos em função da idade na sondagem MD01-2446.

Uma vez que nas amostras estudadas há espécies que registam valores inferiores a 0,1%, a descrição da abundância das espécies de foraminíferos plantônicos em função da idade é realizada com duas casas decimais.

A *N. pachyderma* dex encontra-se ao longo de todo o registo (figura 12). Dos 19,5 aos 18,4 cal ka BP a percentagem de *N. pachyderma* dex tende a diminuir variando entre 34,49% e 12,77%, para em seguida manter uma tendência relativamente estável até aos 8,0 ka com uma abundância média de 16,80%, e variando entre os 27,03% e os 8,51%. Entre os 8,0 e os 4,2 cal ka BP há uma diminuição tendencial da percentagem desta espécie, atingindo os 6,63%, ocorrendo seguidamente um aumento de percentagem para os 27,79% aos 2,3 ka. A abundância da *N. pachyderma* sin tende a diminuir dos 19,5 até aos 18,4 cal ka BP, tal como a *N. pachyderma* dex, variando entre 24,16% e 2,49%. Em seguida há um aumento da percentagem desta espécie até aos 15,9 cal ka BP, com um pico de 24,08%. A partir dos 15,10 cal ka BP e até os 2,3 cal ka BP, há uma tendência geral para a diminuição da abundância desta espécie, com exceção de um pico de *N. pachyderma* sin aos 12,8 cal ka BP, de 24,16%.

Ao observar os registos, pode verificar-se que a abundância da espécie *G. bulloides* se mantém tendencialmente estável dos 19,5 aos 10,5 cal ka BP, com uma abundância média de 19,15% e variando de 7,29% a 29,05%, respectivamente, seguindo-se uma diminuição para os 2,98% aos 5,1 cal ka BP. Por fim, há tendência para uma ligeira recuperação alcançando o valor de 13,76% aos 2,3 ka.

Os valores mais elevados de abundância da *G. inflata* registam-se entre os 19,5 e os 18,4 cal ka BP, atingindo os 23,05%. Seguidamente, e até aos 13,5 cal ka BP, a percentagem da espécie diminui, atingindo o valor de 5,34%. Dos 13,5 cal ka BP até aos 2,3 cal ka BP, as percentagens aumentam mas apresentam uma tendência relativamente estável com uma média de 10,88%, variando de 3,56% a 18,34%, respectivamente.

A abundância de *G. aequilateralis* pouco varia dos 19,5 aos 12,6 cal ka BP, com valores de 4,35% a 3,89%, respectivamente (média de 4,97%), à exceção de um valor mínimo de 0,62% aos 15,4 cal ka BP. Dos 12,6 aos 3,1 cal ka BP verifica-se um aumento tendencial da percentagem desta espécie, de 3,89% a 19,30% respectivamente. Nos últimos 0,8 ka do registo, há diminuição da percentagem de *G. aequilateralis*, atingindo o valor de 6,73% aos 2,3 cal ka BP.

A espécie *G. calida* mantém uma tendência relativamente estável com uma abundância média de 5,10%, com valores de 3,41% a 2,82% entre os 19,5 e os 11,6 cal ka BP, respectivamente, e observando-se um pequeno pico aos 18,9 cal ka BP de 9,81%. Seguidamente, verifica-se a tendência para o aumento dos valores desta espécie, atingindo os 16,27% aos 9,4 cal ka BP. Nos 0,4 ka seguintes verifica-se uma ligeira diminuição de valores, com uma média de 8,31%. Dos 8,8 aos 8,4 cal ka BP a média da percentagem de *G. calida* é de 14,79%. Aos 8,2 cal ka BP a percentagem volta a diminuir para os 3,52%. Dos 8,0 aos 3,1 cal ka BP os valores são relativamente constantes. Nos últimos 3 ka do registo há uma diminuição da abundância de *G. calida*, atingindo o valor de 3,87% aos 2,3 cal ka BP.

Analisando o registo, pode verificar-se que a abundância de *G. quinqueloba* tende a diminuir dos 19,5 aos 16,7 cal ka BP com valores de 5,02% a 0,76%, respectivamente, com excepção de um pico aos 17,6 cal ka BP de 15,42%. Seguidamente a percentagem desta espécie tende a subir durante o período dos 15,9 aos 13 cal ka BP, com valores entre 4,44% e 13,64%, respectivamente. Dos 12,9 até aos 2,3 cal ka BP, a abundância de *G. quinqueloba* tende a diminuir, com valores de 11,93% aos 12,6 cal ka BP e 4,01% aos 2,3 cal ka BP, com uma média de 2,58%.

No registo da *G. ruber alba*, verificam-se valores de abundância mais baixos entre os 19,5 e os 12,4 cal ka BP, em que as percentagens variam entre 4,15% e 3,24%, relativamente aos valores entre os 12,2 e os 2,3 cal ka BP, com valores de 0,52% e 3,44%. No que respeita à *G. ruber rosea*, ela é pouco abundante em todo o registo (abundância inferior a 2,17%). Dos 19,5 aos 9,6 cal ka BP as percentagens são relativamente baixas (0,11%), sendo mesmo nulas em alguns pontos. Dos 9,6 até aos 2,3 cal ka BP, podem observar-se dois períodos em que a abundância aumenta um pouco, dos 8,0 aos 6,5 cal ka BP (máximo de 1,81%) e dos 4,6 aos 3,8 cal ka BP (máximo de 2,17%).

A espécie *G. truncatulinoides* tem baixas percentagens desde os 19,5 até aos 12,6 cal ka BP, de 0,04% e 0,77% respectivamente, com um valor médio de 0,09%. Após os 12,4 cal ka BP, e até aos 2,3 cal ka BP, verifica-se um pequeno aumento das percentagens desta espécie, mas o seu valor médio não ultrapassa os 5,14%.

Ao analisar o registo de abundância da *G. glutinata* pode constatar-se que no período entre os 19,5 e os 13,5 cal ka BP, em que o valor médio é de 7,14%, há uma pequena descida no valor das percentagens para 5,11% aos 16,7 cal ka BP. Dos 13 aos 2,3 cal ka BP, a

abundância desta espécie oscila entre 3,13% (máximo) e 9,85% (mínimo), com uma média de 6,63%.

Relativamente à abundância de *G. falconensis* pode observar-se que dos 19,5 aos 12,2 cal ka BP, com respectivas percentagens de 1,44% e 0,6%, os valores são baixos e o valor médio não excede os 0,50%. Dos 11,8 aos 2,3 cal ka BP as percentagens são, de um modo geral, mais elevadas do que até então. No entanto, tendem a ser relativamente constantes, com uma média de 3,00%, sendo que o mínimo 0,05% ocorre aos 11,4 cal ka BP e o máximo aos 5,78% aos 6,5 cal ka BP.

A abundância de *G. scitula* apresenta variações ao longo de todo o registo. É no intervalo entre 19,5 e 13,5 cal ka BP que se verifica o maior valor de percentagem, 5,61% aos 18,2 cal ka BP. Neste período, a média é de 2,47% e o valor mínimo é de 0,50%, aos 18,9 cal ka BP. Dos 13 até aos 2,3 cal ka BP continuam a verificar-se muitas oscilações na abundância desta espécie, mas a média decresce para 2,0%, assim como o valor o mínimo (0,30%, aos 9,9 cal ka BP) e o máximo (4,96%, aos 2,8 cal ka BP).

No que respeita à espécie *O. universa*, dos 19,5 aos 12,7 cal ka BP há pouca variação na abundância, sendo que o valor mínimo de 0,27% ocorre logo aos 19,6 cal ka BP, o valor máximo de 2,18 % é alcançado aos 18,4 cal ka BP e a média é de 0,93%. No intervalo de 12,6 a 2,3 cal ka BP verifica-se uma maior oscilação dos valores de abundância, o valor mínimo aumenta para 0,42%, o valor máximo aumenta para 5,16%, e a média também aumenta para o valor de 1,74%.

A espécie *G. trilobus* mantém valores de abundância muito baixos no intervalo de 19,5 a 8,2 cal ka BP, com um máximo de 0,62%, vários mínimos de 0% e uma média de 0,11%. No intervalo dos 8,0 aos 2,3 cal ka BP, as percentagens desta espécie sobem um pouco, pelo que o máximo aumenta para os 3,60%, o mínimo para os 0,15% e a média para 1,25%.

O registo da espécie *G. crassaformis* apresenta valores de abundância muito baixos ou nulos no intervalo de 19,5 a 12,6 cal ka BP, com um máximo de 0,09%, vários mínimos de 0% e uma média de 0,01%. No intervalo dos 8,0 a 2,3 cal ka BP verifica-se maior oscilação de valores e a abundância desta espécie aumenta, pelo que o valor máximo é de 3,35%, o valor mínimo é de 0% e a média é de 1,23%.

Os valores de abundância da espécie *G. rubescens* alba são baixos, entre 1,33% (máximo aos 12,6 cal ka BP) e 0% (mínimo) no intervalo de 19,5 a 10,1 cal ka BP, e o valor médio é

de 0,38%. No intervalo dos 8,8 aos 2,3 cal ka BP as percentagens desta espécie aumentam, sendo que o valor máximo é de 3,15%, o valor mínimo é de 0% e a média é de 1,22%. Na análise da abundância da espécie *G. rubescens rosea* pode constatar-se que ao longo de todo o registo ela aparece pontualmente. Esta espécie apenas é registada aos 17,6 cal ka BP, aos 11,8 cal ka BP, aos 10,7 cal ka BP, aos 7,8 cal ka BP, aos 5,5 cal ka BP, e no intervalo dos 3,2 aos 3,0 cal ka BP. Apresenta um valor médio de abundância de 0,06%.

No que respeita à espécie *G. hirsuta*, a abundância desta espécie, no intervalo dos 19,4 aos 13,5 cal ka BP, tende a diminuir dos 0,92% aos 0,05%, respectivamente, depois de um pequeno aumento de 0,90% relativamente ao valor observado aos 19,5 cal ka BP (0,02%). Naquele intervalo, a média da percentagem é de 0,33%. No intervalo de 13 a 2,3 cal ka BP, apesar de haver alguma oscilação nos valores, a abundância tende a aumentar, com o valor máximo registado de 3,11%, o mínimo de 0% e um valor médio de 1,06%.

Os valores de abundância da espécie *G. tenella* são baixos ou mesmo nulos em todo o registo. Pode verificar-se um pico de 3,03% aos 16,7 cal ka BP, e até aos 2,3 cal ka BP o valor médio da abundância é de 0,43% e o valor máximo é de 2,17%, ocorrido aos 9,9 cal ka BP.

A espécie *T. humilis* mantém valores de abundância muito baixos, ou até mesmo nulos, no intervalo de 19,5 a 8,8 cal ka BP, com um máximo de 0,89% e uma média de 0,13%. No intervalo dos 8,6 a 2,3 cal ka BP as percentagens desta espécie aumentam um pouco, pelo que o máximo aumenta para os 2,01%, e a média para 0,78%.

Tal como no registo de outras espécies, a espécie *G. sacculifer* apresenta valores de abundância muito baixos ou nulos. No intervalo de 19,5 a 8,0 cal ka BP observa-se um máximo de 0,57%, vários mínimos de 0% e uma média de 0,07%. No intervalo dos 8,0 aos 2,3 cal ka BP há uma tendência geral para o aumento da percentagem desta espécie, sendo o valor máximo de 1,15%, o mínimo de 0% e a média de 0,52

A espécie *G. digitata* tem uma presença pouco significativa ao longo de todo o registo, com um valor máximo de 0,57% aos 8,6 cal ka BP, valores mínimos de 0% e uma média de 0,13%.

Tal como acontece com a espécie anterior, também a *G. conglobatus* tem uma presença pouco significativa ao longo de todo o registo, ocorrendo com um valor máximo de 0,25% aos 3 cal ka BP, valores mínimos de 0% e uma média de 0,04%.

A espécie *P. obliquiloculata* apenas aparece aos 9,2 cal ka BP, com uma percentagem de 0,18%, sendo que no restante registo os seus valores de percentagem são de 0,00%.

5.2. Reconstrução da temperatura superficial do oceano

As associações de foraminíferos são consideradas como uma ferramenta muito útil para os estudos paleoceanográficos porque a maioria das espécies existentes vivem em intervalos limitados de condições ambientais, tais como temperatura, salinidade e nutrição. O resultado da reconstituição das variações paleoceanográficas da superfície da água do mar (no Verão e no Inverno) obtido pela função transferência SIMMAX 28, bem como a abundância de algumas espécies e grupos de espécies, estão ilustrados na figura 13 (Anexos, tabela A3). As alterações na abundância relativa das espécies presentes ao longo da sequência sedimentar estudada (0 aos 119 cm, 2,3 aos 19,5 cal ka BP, respectivamente) caracterizam as condições climáticas do último período interglacial.

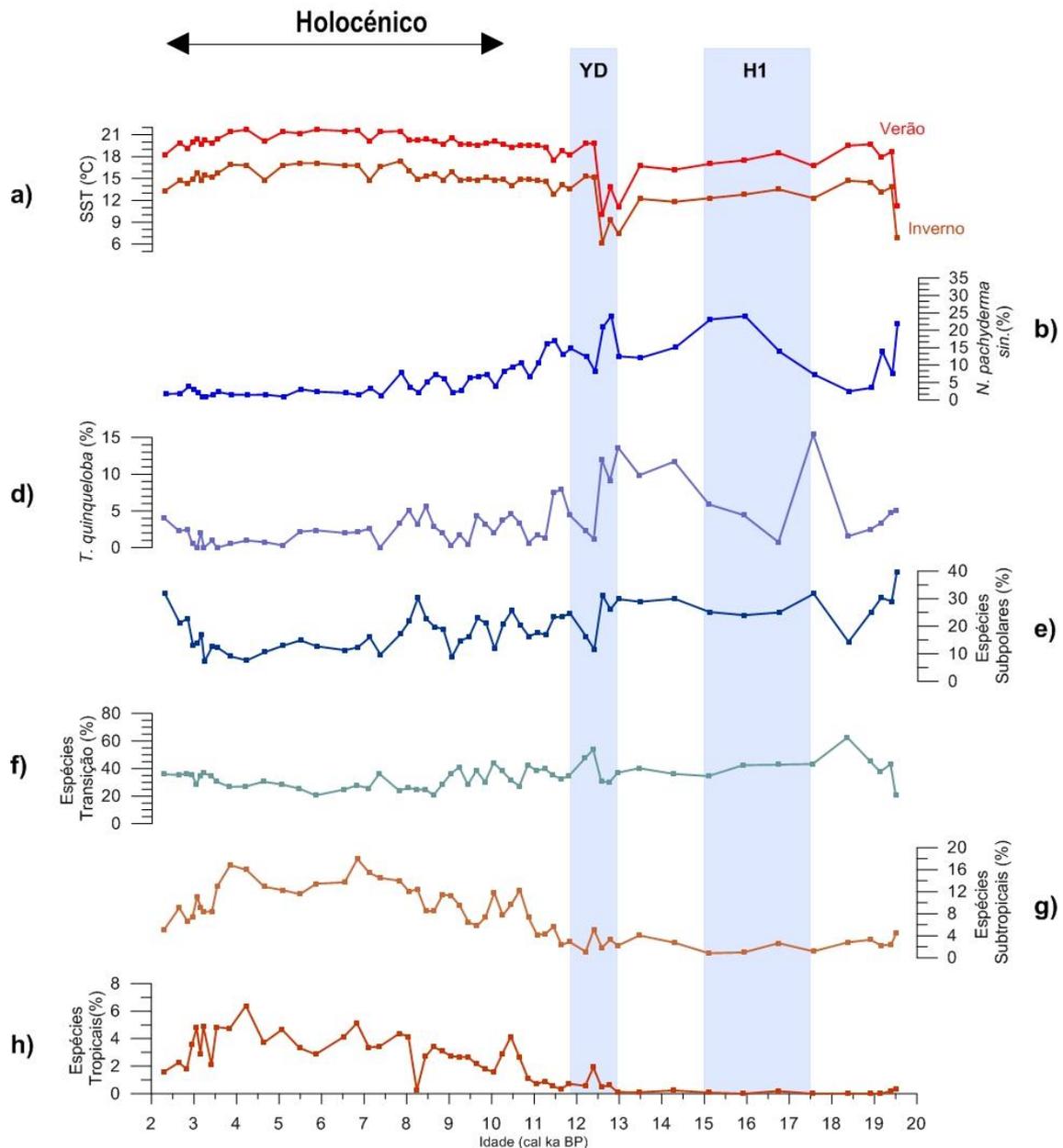


Figura 13 – Representação gráfica dos dados de temperatura da superfície do oceano para a sondagem MD01-2446 e correspondentes dados faunísticos. As barras verticais representam os períodos correspondentes ao *Younger Dryas* (YD) e ao evento Heinrich 1 (H1).

Durante os últimos 19,5 ka a temperatura superficial do oceano (SST) de Verão varia entre os 10 e os 21,7 °C, com uma média de 19,1 °C (figura 13). Dos 19,5 aos 13,5 cal ka BP verifica-se uma tendência de temperatura decrescente, com valor máximo de 19,7 °C aos 18,9 cal ka BP e valor mínimo de 11,3°C aos 19,5 cal ka BP. Para este intervalo, a temperatura média é de 17,2 °C. Seguidamente observa-se uma diminuição brusca da temperatura no início do *Younger Dryas* (YD), num período de tempo de

aproximadamente 0,5 ka (entre 13 e 12,6 cal ka BP), em que a temperatura atinge o mínimo de 10 °C. Aos 12,4 cal ka BP a temperatura aumenta para os 19,8 °C, mantendo-se neste valor durante aproximadamente 0,3 ka. Dos 11,6 cal ka BP (18,8 °C) aos 4,2 cal ka BP (21,7 °C) as temperaturas revelam uma tendência crescente, com uma média de 20,2 °C. Durante este período, aos 5,9 cal ka BP e aos 4,2 cal ka BP é atingido o valor máximo de 21,7 °C. Os valores mínimos de temperatura são registados aos 11,4 cal ka BP (17,5 °C), aos 7,11 cal ka BP e aos 4,6 cal ka BP (ambos com temperatura de 20,1 °C). Até ao final do registo (aos 2,3 cal ka BP), as temperaturas tendem a decrescer até aos 18,2 °C de temperatura.

As temperaturas estimadas para a SST de Inverno reflectem um registo muito semelhante ao registo da SST de Verão, seguindo as mesmas tendências de temperatura, mas com um valor médio inferior de cerca de 4,7 °C. No Inverno a SST varia entre 6,2 e 17,4 °C, com uma temperatura média de 14,3 °C.

Pode observar-se (figura 13) que o valor médio da percentagem do grupo de espécies subpolares é de 26,0% até aos 11,8 cal ka BP, diminuindo em seguida para 16,9%, dos 11,6 aos 2,3 cal ka BP. Dos 19,5 aos 11,8 cal ka BP, o valor médio da percentagem do grupo de espécies de transição é de 40,2%, sendo que este valor médio diminui um pouco para 31,8% até os 2,3 cal ka BP. A percentagem média do grupo de espécies subtropicais é 2,6 % até aos 11,8 cal ka BP, para em seguida aumentar para 10,1%. Verifica-se a mesma tendência nas espécies tropicais, pois o valor médio de 0,30% dos 19,5 aos 11,8 cal ka BP aumenta para 3,0%, dos 11,6 até aos 2,3 cal ka BP.

Depois de efectuada a análise factorial *Q-mode* da técnica de Imbrie e Kipp, para avaliar estatisticamente os dados relativos à abundância de foraminíferos plantónicos, aplicada a 20 espécies/grupos de espécies – as 5 espécies com percentagens <2% foram excluídas (*G. conglubatos*, *G. digitata*, *P. obliquiloculata*, *G. sacculifer* e *G. tenella*) – resultaram quatro grupos factoriais que explicam ~ 96% do total de variância (tabela 2).

Tabela 2- Resultados da matriz VARIMAX para os 4 factores determinados pela análise factorial relativa à abundância de foraminíferos planctónicos da sondagem MD01-2446.

Espécie	Factor 1 Corrente dos Açores	Factor 2 Águas subpolares/polares	Factor 3 Nutrientes	Factor 4 Corrente de Portugal
<i>G. aequilateralis</i>	0,59	-0,03	0,09	0,29
<i>G. bulloides</i>	-0,04	-0,49	-0,68	0,30
<i>G. calida</i>	0,48	-0,02	0,12	0,16
<i>G. crassaformis</i>	0,08	-0,01	0,06	0,03
<i>G. falconensis</i>	0,17	0,01	0,08	0,02
<i>G. glutinata</i>	0,17	-0,18	0,08	-0,04
<i>G. hirsuta</i>	0,05	0,02	-0,04	0,02
<i>T. humilis</i>	0,03	0,01	0,02	-0,02
<i>G. inflata</i>	0,28	0,08	-0,62	-0,35
<i>N. pachyderma</i> sin	-0,10	-0,62	0,22	0,33
<i>N. pachyderma</i> dex	0,19	-0,50	0,17	-0,75
<i>T. quinqueloba</i>	-0,03	-0,26	0,13	0,00
<i>G. ruber</i> (<i>rosea</i>)	0,04	0,02	-0,01	0,02
<i>G. ruber</i> (<i>alba</i>)	0,37	0,04	0,08	0,03
<i>G. rubescens</i>	0,06	-0,01	0,05	0,00
<i>G. trilobus</i>	0,05	0,03	-0,02	0,02
<i>G. scitula</i>	0,05	-0,05	-0,01	-0,01
<i>G. tenellus</i>	0,02	0,00	0,01	0,00
<i>G. truncatulinoides</i>	0,28	0,09	-0,09	0,10
<i>O. universa</i>	0,06	0,03	-0,10	-0,01
Variância (%)	41,89	40,92	10,10	3,41
Variância cumulativa	41,89	82,81	92,91	96,32

O factor 1 explica 41,9 % do total da variância, sendo definida pelas espécies *G. aequilateralis* (0,59), *G. calida* (0,48), *G. ruber alba* (0,37) e *G. truncatulinoides* (0,28), que por serem espécies características de massas de água quente, refletem a influência da Corrente dos Açores.

O factor 2 explica 40,92% do total da variância, sendo definida pelas espécies *N. pachyderma* sin (- 0,62), *N. pachyderma* dex (- 0,50), *G. bulloides* (- 0,49) e *T. quinqueloba* (0,26), que por serem espécies características de massas de água fria, refletem a influência de águas subpolares/polares (figura 9).

O factor 3 explica 10,10% do total da variância, sendo definida pelas espécies *G. bulloides* (- 0,75) (nutrientes e temperaturas frias) e *G. inflata* (- 0,62) (águas profundas), que são espécies dominantes quando se verifica um aumento de nutrientes na massa de água.

O factor 4 explica 3,41% do total da variância, sendo definida pelas espécies *N. pachyderma* dex (- 0,75) e *G. inflata* (- 0,35), que serem espécies características de massas

de água de transição, refletem a influência da Corrente de Portugal. É importante salientar que os factores 2,3 e 4 são anticorrelacionados com os restantes indicadores.

Na figura 14 pode observar-se a representação gráfica dos dados da matriz de factores resultantes da análise factorial *Q-mode* em função da idade (Anexos, tabela A4). Os valores do factor 1 (figura 4e; Corrente dos Açores), que variam entre 0,16 (aos 15,9 cal ka BP) e 0,93 (aos 4,2 cal ka BP), tendem a aumentar dos 19,5 cal ka BP (0,30) aos 18,9 cal ka BP (0,56), diminuindo em seguida até atingir o valor mínimo de 0,16. Dos 15,9 aos 11,6 cal ka BP (0,51) os valores tendem a aumentar até que atingem o máximo de 0,92 aos 5,9 cal ka BP, mantendo em seguida uma tendência relativamente estável até aos 2,3 cal ka BP com uma média de 0,75. A representação gráfica do factor 2 (figura 4d; massas de água subpolar/polar) é muito semelhante à do factor 1, isto é, valores mais baixos até aos 11,8 cal ka BP, que depois aumentam até aos 2,3 cal ka BP. Os valores do factor 2 variam entre o mínimo de -0,95 (aos 12,6 cal ka BP) e o máximo de -0,19 (aos 4,2 cal ka BP). Dos 19,5 cal ka BP (-0,84) aos 18,9 cal ka BP (-0,55) os valores tendem a aumentar para em seguida diminuírem até -0,94 aos 15,1 cal ka BP. Dos 15,1 aos 4,2 cal ka BP, os valores tendem novamente a aumentar, atingindo um máximo de -0,19. Em seguida, regista-se a tendência para a descida dos valores para os 0,63 aos 2,3 cal ka BP. Os valores do factor 3 (figura 4c; nutrientes), que variam entre -0,69 (aos 18,4 cal ka BP) e 0,10 (aos 19,5 cal ka BP), tendem a diminuir dos 19,5 aos 18,4 cal ka BP (-0,69). Em seguida observa-se a tendência para um pequeno aumento dos valores, de -0,37 para -0,04, entre os 17,6 e os 12,6 cal ka BP respectivamente. Dos 12,6 aos 8,6 cal ka BP (0,07) verifica-se um período de oscilação de valores, registando-se uma média de -0,32. Em seguida, observa-se a tendência para a diminuição dos valores de 0,07 a -0,29 até ao final do registo (2,3 cal ka BP). Ao analisar o registo dos valores do factor 4 (figura 4b; Corrente de Portugal), que variam entre -0,49 (aos 2,3 cal ka BP) e -0,06 (aos 12,4 cal ka BP), verifica-se que há existe uma tendência para o aumento dos valores dos 19,5 cal ka BP (-0,38) aos 15,9 cal ka BP (-0,03). Dos 15,9 aos 3,8 cal ka BP (0,04) os valores mantêm-se em relativa estabilidade com uma média de -0,12, à excepção de três picos em que há diminuição de valores, aos 10,9 cal ka BP (-0,12), aos 8,2 cal ka BP (-0,48) e aos 5,1 cal ka BP (-0,21). Seguidamente, e até aos 2,3 cal ka BP, os valores voltam a diminuir atingindo os -0,49.

O registo dos valores de comunalidade varia entre 0,88 (aos 6,8 ka) e 0,99 (aos 12,4 cal ka BP, 9,2 cal ka BP, 4,6 cal ka BP e 2,6 cal ka BP). A comunalidade é a medida em que um factor se correlaciona com todos os outros factores (a proporção da sua variância que é

explicada pelos factores extraídos) e varia entre 0 e 1. O registo é significativo, com uma média de comunalidade de 0,96, à excepção de um pico aos 17,6 cal ka BP, em que o valor de comunalidade atinge os 0,88. Valores elevados de comunalidade ($> 0,5$) significam que os factores extraídos explicam a maioria da variância nas variáveis analisadas.

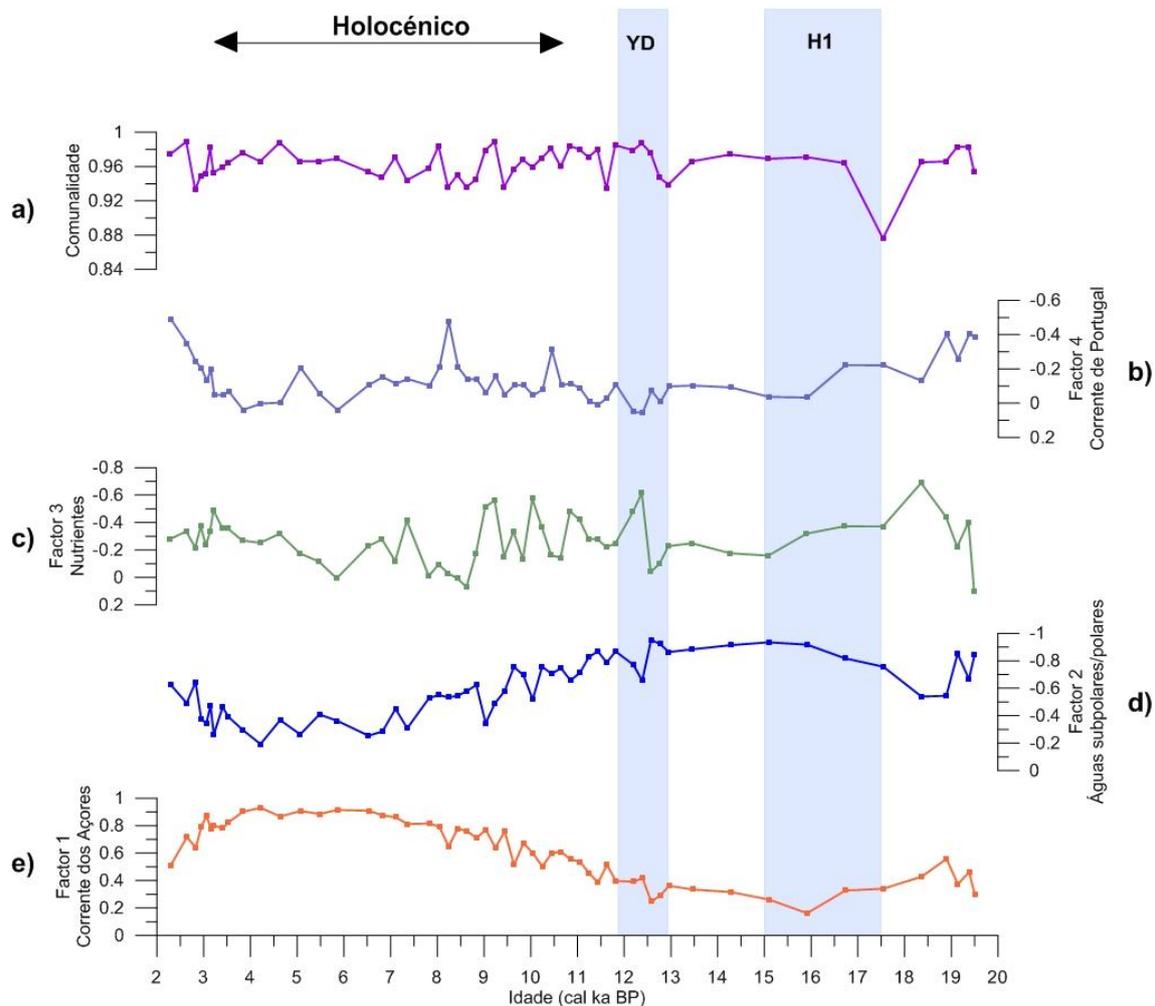


Figura 14 - Representação gráfica dos dados da matriz de factores resultantes da análise factorial *Q-mode* em função do tempo. As barras verticais representam os períodos correspondentes ao *Younger Dryas* (YD) e ao evento Heinrich 1 (H1).

5.3. Reconstrução da produtividade exportada oceânica

A abundância e as associações de foraminíferos são utilizadas na reconstrução das condições de produtividade no oceano (*e.g.* Wefer *et al.*, 1999). A produtividade exportada oceânica (Pexp) (Anexos, tabela A3), expressa em gramas de carbono, por metro quadrado, por ano ($\text{gC}/\text{m}^2/\text{a}$), está ilustrada na figura 15.

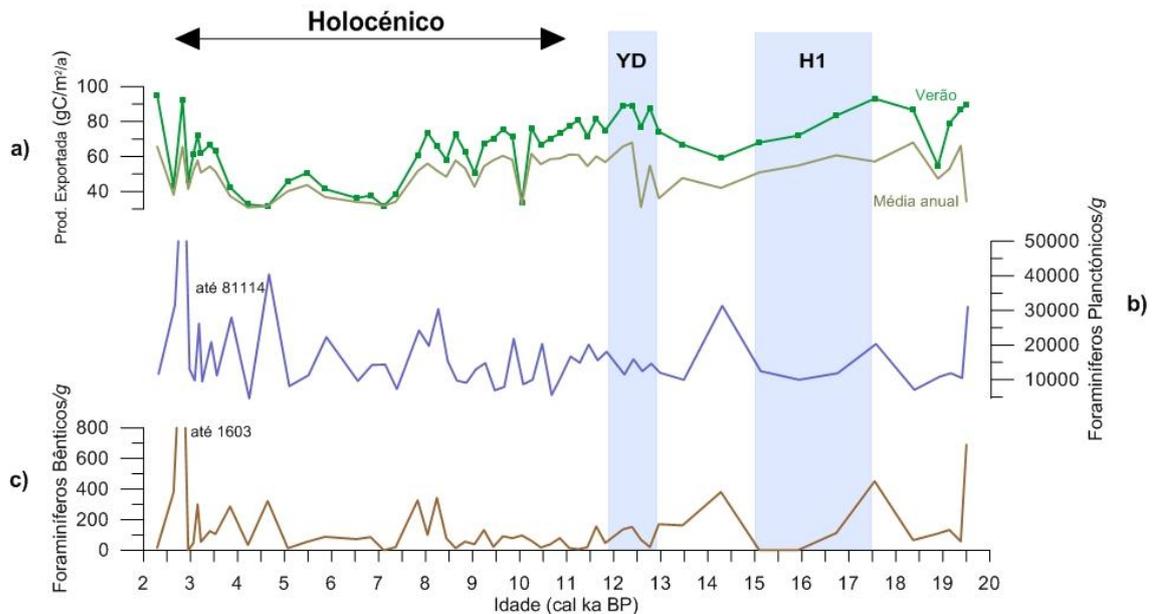


Figura 15 – Representação gráfica dos valores de produtividade exportada e das abundâncias de foraminíferos planctônicos e bênticos por grama de amostra seca, da sondagem MD01-2446. As barras verticais representam os períodos correspondentes ao *Younger Dryas* (YD) e ao evento Heinrich 1 (H1).

Ao longo dos últimos 19,5 ka a Pexp de Verão estimada variou entre os 31,5 e 95,2 $\text{gC/m}^2/\text{a}$, com um valor médio de 65,7 $\text{gC/m}^2/\text{a}$. Dos 19,5 aos 18,9 cal ka BP a produtividade diminui de 89,7 para 54,7 $\text{gC/m}^2/\text{a}$, para logo em seguida aumentar até aos 93,1 $\text{gC/m}^2/\text{a}$, registados aos 17,6 cal ka BP. Seguidamente, a produtividade diminui novamente até aos 14,3 cal ka BP, atingindo o valor de 59,1 $\text{gC/m}^2/\text{a}$. No intervalo compreendido entre os 14,3 e os 12,4 cal ka BP a produtividade aumenta 30,1 $\text{gC/m}^2/\text{a}$, alcançando os 89,2 $\text{gC/m}^2/\text{a}$. Em seguida, e até aos 7,1 cal ka BP onde se registam 31,7 $\text{gC/m}^2/\text{a}$, a produtividade exportada tende a diminuir, sendo que neste intervalo se destaca um valor mínimo de produtividade de 33,3 $\text{gC/m}^2/\text{a}$, aos 10,1 cal ka BP. Neste período, a média dos valores de produtividade é de 67,3 $\text{gC/m}^2/\text{a}$. Dos 7,1 aos 2,3 cal ka BP, a produtividade exportada aumenta tendencialmente de 31,7 para 95,5 $\text{gC/m}^2/\text{a}$, com uma média de 51,9 $\text{gC/m}^2/\text{a}$. Verificam-se, neste intervalo, dois valores mínimos de produtividade, sendo eles de 46,2 $\text{gC/m}^2/\text{a}$ e de 42,9 $\text{gC/m}^2/\text{a}$, aos 2,6 cal ka BP e aos 3 cal ka BP, respectivamente. Ao observar o registo da média anual da produtividade exportada pode verificar-se que segue as mesmas tendências do registo da produtividade exportada de Verão.

Os valores de abundância de foraminíferos planctônicos (figura 15b; Anexos, tabela A2) variam entre o mínimo de 4639 por grama de amostra seca (aos 2,8 cal ka BP) e o máximo de 81114 por grama de amostra seca (aos 4,2 cal ka BP), com uma média de 16489 foraminíferos planctônicos por grama de amostra seca (Anexos, tabela A2).

Os valores de abundância de foraminíferos bênticos (figura 15a; Anexos, tabela A2) variam entre o mínimo de 0 e o máximo de 1603 por grama de amostra seca (aos 2,8 cal ka BP), com uma média de 145 foraminíferos bênticos por grama seca.

6. DISCUSSÃO

As reconstruções paleoceanográficas são essenciais para compreender o papel do oceano nas alterações climáticas, para documentar a variabilidade climática natural ao nível das várias escalas temporais e prever o impacto dessa mesma variabilidade no futuro. Como referido anteriormente, os microorganismos preservados nos sedimentos do fundo marinho registam informação sobre as condições ambientais contemporâneas à sua existência, bem como a incorporação e preservação no registo sedimentar. Este trabalho tem como objectivos determinar as variações de temperatura superficial do oceano (SST) ao largo da Margem Ibérica durante os últimos 20 ka, usando a função transferência (SIMMAX 28) aplicada às associações de foraminíferos planctónicos, e estudar a produtividade oceânica exportada, identificando a origem dessa produtividade (oceânica e/ou costeira).

6.1. Variação da temperatura

O registo de variação da temperatura SST e dos respectivos indicadores estudados na sondagem MD01-2446 são compilados na figura 16. De um modo geral, podemos dividir o registo em dois períodos frios durante o glacial, o H1 e o YD, e um período quente, o actual interglacial (Holocénico).

6.1.1. Variações de temperatura durante o período glacial

Durante o final do UMG e até aos 18,4 cal ka BP, o valor de SST de Verão (figura 16c) da sondagem MD01-2446 situa-se nos 18-20 °C, o que está de acordo com as SST registadas na margem Sul da Península Ibérica (Voelker, *et al.*, 2009; Salgueiro *et al.*, 2010). A presença de águas subtropicais (factor 1; figura 16h) também é confirmada pela presença de espécies de transição (figura 13f) e pelo factor 2 (figura 16g).

O primeiro episódio de alteração climática brusca abrangido pelo modelo de idades deste estudo é o evento de Heinrich 1 (H1) que está compreendido entre 17,5 e 15 cal ka BP. Embora não haja uma variação significativa do registo da SST, pode verificar-se alguma influência das massas de água polar no monte submarino do Tore pelo aumento significativo da percentagem da *N. pachyderma* sin, atingindo um dos picos do registo (24,1%) aos 15,9 ka cal BP (figura 16f). Embora a % de *N. pachyderma* sin seja um pouco superior nos dados registados na sondagem MD01-2446, o seu valor é consideravelmente

inferior aos valores registados em sondagens junto à margem Ibérica (Cayre *et al.*, 1999; Lebreiro *et al.*, 1996; Abrantes *et al.*, 1998; Pallier e Bard, 2001; de Abreu *et al.*, 2003; Salgueiro *et al.*, 2010). Com temperaturas entre os 17 e os 20 °C, o local em estudo é significativamente mais quente do que qualquer sondagem localizada na margem Ibérica (Voelker *et al.*, 2009; Salgueiro *et al.*, 2010; Voelker e de Abreu, 2011).

No início do H1, os elevados valores de % da espécie *G. scitula* (figura 16d) indicam a presença da Frente Subtropical dos Açores (Schiebel *et al.*, 2002) próximo do local da sondagem MD01-2446. No entanto, neste período, há uma mistura da influência de águas subpolares e subtropicais, revelada pela diversidade de foraminíferos planctónicos presentes na sondagem (figura 13). Na sondagem D11957P (Lebreiro *et al.*, 1997), próxima do local em estudo (figura 8) as SST registadas são um pouco mais baixas (~12° C) que as da sondagem MD01-2446 (~14 °C), e a % de *N. pachyderma* sin é um pouco mais elevada (~31,9%). Esta diferença pode dever-se ao facto de o modelo de idades usado por Lebreiro (1997) possuir menos pontos de controlo e menor resolução temporal do que a sondagem MD01-2446. No estudo da sondagem D11957P, Lebreiro *et al.* (1997) considerou que a diminuição de temperatura (10°C) e respectivo aumento da % de *N. pachyderma* (31,9%) aos 15,5 cal ka BP, como sendo o evento H1 quando na realidade deverá ser o YD, também observado na MD01-2446 mas aos 12,8 cal ka BP.

Os dados de $\delta^{18}\text{O}$ da *G. bulloides* de Nave (dados não publicados) para a sondagem MD01-2446 estão também em concordância com o registo da *N. pachyderma* sin, pois verifica-se um elevado valor de $\delta^{18}\text{O}$ aos 15,9 ka cal BP (2,95‰ VPDB; figura 16b). A composição isotópica do oxigénio ($\text{O}^{18}/\text{O}^{16}$) dos foraminíferos planctónicos presentes nas amostras de sedimento é usada como indicador da temperatura e da composição isotópica da água do mar a que a calcificação dos foraminíferos ocorre (Cooke e Rohling, 1993). Quanto maior o valor de ‰ VPDB do $\delta^{18}\text{O}$ (VPDB - padrão *Vienna Pee Dee Belemnite*) nas espécies planctónicas, menor é a temperatura a que foram sujeitos durante a calcificação da concha.

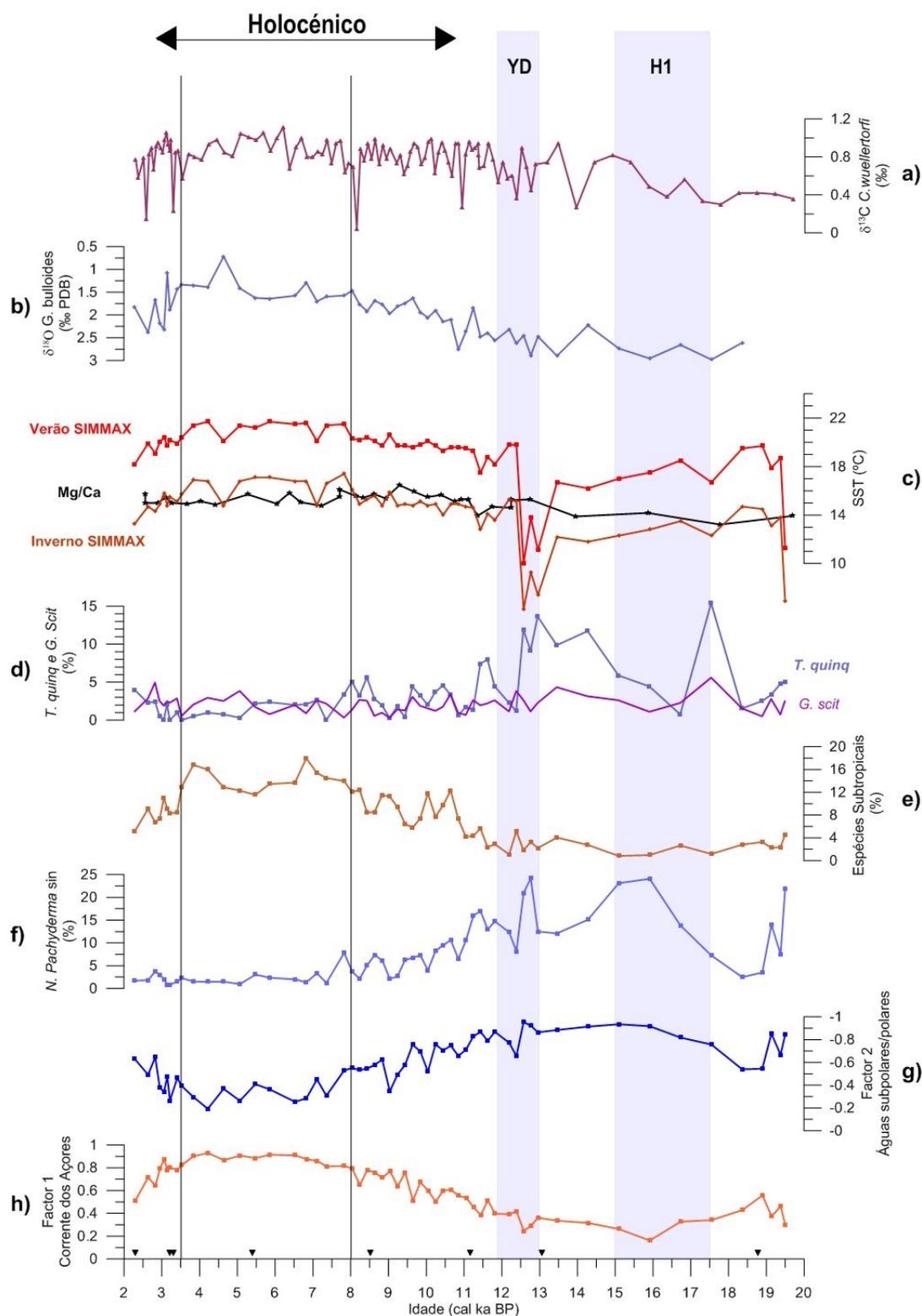


Figura 16 - Caracterização da variação da temperatura de Verão da superfície do oceano (figura 16c) no monte submarino do Tore com base nos dados de $\delta^{13}\text{C}$ *C. wuellerstorfi* (figura 16a; Lebreiro e Nave, submetido), de $\delta^{18}\text{O}$ *G. bulloides* (figura 16b; Nave, S., dados não publicados), de temperatura de Inverno (figura 16c), Mg/Ca (figura 16c; Nave, S., dados não publicados), de abundância de espécies (figura 16d, 16e e 16f) e da análise factorial (figura 16g e 16h). Os triângulos no eixo das abcissas (Idade), assinalam 8 amostras datadas por ^{14}C .

O H1 aparece bem marcado em estudos realizados em sondagens localizadas na margem Ibérica (Lebreiro *et al.*, 1996; Abrantes *et al.*, 1998; Cayre *et al.*, 1999; Pallier e Bard, 2001; de Abreu *et al.*, 2003; Salgueiro *et al.*, 2010), onde este evento se distingue pelo elevado valor de $\delta^{18}\text{O}$, elevada % de *N. pachyderma* sin e SST mais fria. Voelker e de Abreu (2011) observaram que, durante o H1, as sondagens localizadas mais a norte da margem Ibérica (SU92-03 e MD99-2331; acima dos 42°N; figura 8) apresentavam as maiores % de *N. pachyderma* sin (>90%), enquanto a SST variou entre 4° a 6°C. Em oposição, a sondagem mais a sul (MD01-2444; abaixo dos 38°N; figura 8) apresentava valores de % de *N. pachyderma* sin que não excediam os 60% e cuja amplitude de SST se situou entre os 8 e os 10°C durante o H1. Segundo Bard *et al.* (1987) o evento H1 terá sido um dos eventos responsáveis pelo registo de grandes e rápidas variações de SST ao largo da margem Ibérica. Durante este período, a Frente Polar terá penetrado para sul da Península Ibérica até, aproximadamente, aos 40°N de latitude (Ruddiman e McIntyre, 1981; Eynaud *et al.*, 2009).

Outro evento de variabilidade climática bem marcado no registo de SST da sondagem MD01-2446 é o YD, com dois valores mínimos de temperatura aos 12,9 cal ka BP (11,1 °C) e aos 12,4 cal ka BP (10 °C). Este padrão de uma fase quente enquadrada por duas fases frias durante o YD foi igualmente detectado na margem Ibérica por Rodrigues *et al.* (2009) na sondagem D13882 (38°38.07'N, 9°27,25'W; figura 8). Também no registo da percentagem de *N. pachyderma* sin este evento é assinalado com um pico de valores aos 12,8 cal ka BP (24,2%). O aumento da percentagem desta espécie sugere, mais uma vez, a presença de massas de água subpolar (factor 2, figura 17g). Verificam-se também valores elevados de $\delta^{18}\text{O}$ (média de 2,42‰), indicador da diminuição da temperatura. No estudo da sondagem D11957P, Lebreiro *et al.* (1997) considerou que a diminuição de temperatura (10°C) e respectivo aumento da % de *N. pachyderma* (31,9%) aos 15,5 cal ka BP, como sendo o evento H1 quando na realidade deverá ser o YD, também observado na MD01-446 mas aos 12,8 cal ka BP.

O YD, é pouco evidente nos registos das sondagens ao longo da margem Ibérica comparativamente ao H1 (Salgueiro *et al.*, 2010). No entanto, na sondagem MD01-2446, o YD tem um sinal mais marcado do que o H1 e o seu intervalo aparece registado 600 anos antes do que o início do intervalo definido por Lowe *et al.* (2008). Este desfasamento do sinal pode dever-se a uma possível lacuna estratigráfica na sondagem, pois verifica-se um

valor da taxa de sedimentação anormalmente baixo aos 18,8 ka (2,4 cm/ka), comparando com os restantes valores observados ao longo dos últimos 20 ka.

6.1.2. Variações de temperatura durante o Holocénico

As alterações climáticas ocorridas durante o Holocénico têm sido alvo da atenção de muitos cientistas nas últimas décadas, porque a magnitude da variabilidade foi muito menor do que a registada no período glacial que lhe antecedeu (Broecker, 1992). Têm sido várias as reconstruções da variabilidade climática para o Holocénico propostas a partir de uma variedade de registos de indicadores paleoclimáticos (e.g. Bond *et al.*, 1997, 2001; Mayewski *et al.*, 2004; Waelbroeck *et al.*, 2005; Salgueiro *et al.*, 2008, 2010). Bond *et al.* (1997;2001) observaram que as águas subpolares circulam com uma periodicidade de 1470 anos (Bond *et al.*, 1997) com base na ocorrência de *Hematite-stained Grains* (HGS) (figura 17). O HSG é usado como traçador de massas da água, pois é particularmente sensível a alterações da quantidade e trajectória do gelo marinho que circula nas águas superficiais (Bond *et al.*, 1997).

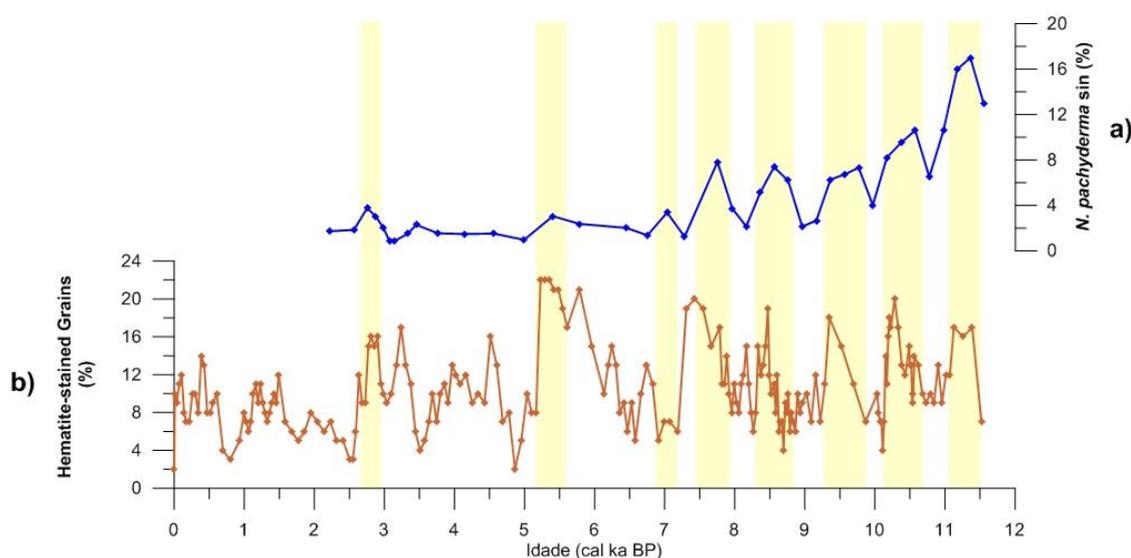


Figura 17 – Comparação do registo de *N. pachyderma* sin da sondagem MD01-2446 (figura 17a) com o registo de *hematite-stained grains* (HSG) da sondagem MC52-VM29-191 (Bond *et al.*, 1997) (figura 17b) correspondentes ao período do Holocénico. As barras representam a relação directa entre os dois registos.

No presente estudo, o registo da SST (figura 16c) durante o Holocénico, apesar de ser um período de relativa estabilidade comparando com o restante registo, está dividido em três fases com temperaturas distintas. Duas fases mais frias referentes aos intervalos dos 11,7

aos 8 cal ka BP (com média de 19,3 °C) e dos 3,5 aos 2,3 cal ka BP (com média de 19,5°C), e uma fase relativamente mais quente referente ao intervalo dos 8 aos 3,5 cal ka BP (com média de 20,9 °C). O valor da temperatura entre as fases frias e a quente, durante o Holocénico, varia entre 1,4 e 1,6 °C. A tendência para o arrefecimento durante o Holocénico é influenciada pela insolação que afecta a maioria das sondagens no Atlântico Norte (Kim *et al.*, 2004). O registo da SST da sondagem MD01-2446 difere dos dados das restantes sondagens do Atlântico Norte porque não assinala esta tendência. Esta divisão do Holocénico em três fases, também foi registada na variação da temperatura da sondagem MD95-2042, da margem Ibérica por Salgueiro *et al.* (2010).

Dos 11,7 aos 8 cal ka BP os valores de SST são relativamente estáveis, aumentando ligeiramente, enquanto os valores de % de *N. pachyderma* sin diminuem progressivamente (figura 16f). No início do Holocénico os picos de % de *N. pachyderma* sin coincidem com os valores máximos de HSG (figura 17) indicando que a advecção de águas subpolares (Bond *et al.*, 2001) no local da sondagem MD01-2446. A presença de águas subpolares é confirmada pelos baixos valores registados no factor 2 (figura 17g), sendo estas águas transportadas pela Corrente de Portugal (factor 4, figura 14b). No entanto, também se pode confirmar a influência das águas subtropicais da Corrente dos Açores (factor 1, figura 16h) no local da sondagem MD01-2446, comprovada pelo aumento tendencial da % de espécies subtropicais (figura 16e) e tropicais (figura 14h). Neste período, estas associações de foraminíferos indicam grande diversidade e uma situação hidrográfica com grande variabilidade.

Um evento climático visivelmente registado nas temperaturas da sondagem MD01-2446 durante o período do Holocénico é o evento 8,2 ka. Este evento, caracterizado por um súbito arrefecimento (Alley *et al.*, 1997; Ellison *et al.*, 2006), é especialmente visível pela diminuição da % do grupo das espécies tropicais e grande aumento da % do grupo das espécies subpolares (figura 13e). Durante o evento 8,2 ka há diminuição do $\delta^{13}\text{C}$ (próximo dos 0‰, figura 16a), indicador de que no referido período houve interrupção da Recirculação Meridional do Atlântico (*Atlantic Meridional Overturning Circulation* - AMOC). Uma vez que o desenvolvimento da concha dos foraminíferos é influenciado pelo seu meio ambiente, pode-se determinar o $\delta^{13}\text{C}$ do carbono inorgânico total dissolvido no oceano através da composição isotópica do carbono das suas conchas (Bouvier-Soumagnac e Duplessy, 1985). O $\delta^{13}\text{C}$ do *C. wuellerstorfi* reproduz o carbono inorgânico dissolvido no oceano profundo e é, em grande parte, dependente da circulação oceânica. No Atlântico, as

variações de $\delta^{13}\text{C}$ das águas profundas são amplamente controladas pelo fluxo da APAN, sendo que valores elevados de $\delta^{13}\text{C}$ são representativos de um aumento da força da AMOC (Nave, dados não publicados).

Depois dos 8 cal ka BP e até aos 3,5 cal ka BP (Holocénico médio), a influência de águas subtropicais (Corrente dos Açores) é visível através dos valores máximos de % de espécimes subtropicais e tropicais (figura 14), e pelo factor 1 (figura 16h). Este período é também o que regista valores de maior SST de verão (~21 °C). Tal como na sondagem MD01-2446, a mesma influência da Corrente dos Açores durante o Holocénico médio pode ser observada na sondagem MD95-2042 de Salgueiro *et al.* (2010), pois também apresenta valores elevados de SST. Estes valores de SST elevados são devidos ao posicionamento da Frente Subtropical a Norte da localização da sondagem MD01-2446, tal como observado por Schwab *et al.* (2012) perto das Ilhas dos Açores. Pelo menos durante o período de 5,2-3,5 cal ka BP esta deslocação da Frente Subtropical está relacionada com o reposicionamento para Norte da Corrente do Golfo (Cléroux *et al.*, 2012). A circulação durante o intervalo do Holocénico médio também é observada na Fronteira Sul do Giro Subpolar onde as salinidades mais elevadas verificam-se nas águas subsuperficiais (Thornalley *et al.*, 2009). Em consequência, a variabilidade das condições hidrográficas é registada nos Giros Subtropical e Subpolar, indicando o AMOC como causa desta variabilidade.

Depois dos 3,5 cal ka BP as SST tendem a diminuir. Esta diminuição está de acordo com outros registos (Bauch e Weinelt, 1997; Kim *et al.*, 2004) que apontam para esta tendência como uma nova glaciação. Na zona estudada, este período é marcado pela intensificação da Corrente de Portugal (factor 4, figura 14b), um novo aumento da influência das águas subpolares, tal como indicado pelo factor 2 (figura 17g) e, consequentemente, pelo aumento da % das espécies subpolares (figura 13e). O pico da abundância de *N. pachyderma* sin aos 2.8 cal ka BP coincide novamente com o valor máximo de HSG (figura 17), confirmando a presença do sinal subpolar na localização do MD01-2446, o que só pode ser explicado se se considerar o transporte de águas subpolares do Giro Subpolar pela Corrente de Portugal.

6.1.3. Comparação com outros indicadores de temperatura

Para além da função transferência aplicada a foraminíferos planctónicos, existem outros indicadores disponíveis para estimar a temperatura (funções transferência aplicada diatomáceas, dinocistos, radiolários; composição isotópica de foraminíferos planctónicos e

diatomáceas; rácio de elementos traço Mg/Ca, ou Sr/Ca, em conchas calcárias; rácio de certas moléculas orgânicas (Wefer *et al.*, 1999)). Assim, os dados da função transferência aplicada a foraminíferos planctónicos da sondagem MD01-2446 foram comparados com dados de Mg/Ca estudados na mesma sondagem.

A estimação da temperatura através do rácio Mg/Ca baseia-se no facto de as alterações bioquímicas da concha dos foraminíferos durante a sua formação, sendo o Mg^{2+} um dos vários catiões bivalentes que pode substituir o Ca durante a formação biogénica do carbonato de cálcio. Os tempos de residência do Ca e do Mg nos oceanos são relativamente longos (10^6 e 10^7 anos, respectivamente) e por isso considera-se que o rácio de Mg/Ca na água do mar foi constante ao longo da escala glacial/interglacial (Barker *et al.*, 2005). Assim, porque a sua incorporação na calcite dos foraminíferos é influenciada pela temperatura da água do mar que os rodeia durante a formação da concha, existe uma relação directa entre o rácio de Mg/Ca dos foraminíferos e a temperatura (Rosenthal *et al.*, 1997; Lea *et al.*, 1999; Barker *et al.*, 2005). No entanto, parâmetros adicionais como a luz, os nutrientes e a taxa de crescimento parecem influenciar a substituição do Ca pelo Mg nos foraminíferos planctónicos (Wefer *et al.*, 1999).

Pelo facto de a curva de temperaturas dadas pelo rácio de magnésio/cálcio (Mg/Ca) da *G. bulloides* (dados não publicados de Nave, S., figura 16c) apresentar muito pouca variabilidade ao longo de todo o registo, pode inferir-se que não reflecte a real variação de temperatura, podendo ter ocorrido contaminação das amostras durante a análise.

6.2. Variação da produtividade

A produtividade primária, no oceano moderno, é caracterizada por uma variabilidade espacial e sazonal que influencia a exportação de carbono orgânico para o fundo oceânico (Jorissen *et al.*, 2007). Esta produtividade biológica desempenha um papel essencial na troca de dióxido de carbono entre a atmosfera e o oceano, sendo que este retém maior a quantidade de carbono (cerca de 50 vezes maior) do que a retida pela atmosfera (Sigman e Haug, 2003). Numa escala temporal suficientemente longa para permitir a comunicação entre o oceano profundo e a atmosfera (aproximadamente 500 anos), o carbono acumulado no oceano define a concentração de dióxido de carbono atmosférico (Sigman e Haug, 2003). Assim, é importante estudar as variações de produtividade ao longo dos ciclos

glacial-interglacial, pois são parte integrante do mecanismo responsável pela variabilidade no ciclo global do carbono do passado (Sigman e Haug, 2003).

A maioria das reconstruções de paleoprodutividade têm como principal interesse as áreas de afloramento costeiro devido às suas características únicas como ecossistemas férteis. Estas regiões, embora representem uma pequena parte do oceano, são locais de grande importância para a captura de peixe a nível global. O estudo da paleoprodutividade baseado em foraminíferos planctónicos ao largo da margem Ibérica foi pela primeira vez realizado por Lebreiro *et al.* (1997), com baixa resolução. Na margem Ibérica, estudo da paleoprodutividade baseada em foraminíferos planctónicos foi realizado, ao longo de um transecto, por Salgueiro *et al.* (2010).

Neste trabalho, serão comparados os dados obtidos com os dados de opala e carbono orgânico de Nave (não publicados) obtidos a partir da mesma sondagem. O conteúdo em opala, tal como o conteúdo em carbono orgânico, é mais elevado em sedimentos abaixo de regiões de grande produtividade (e.g. regiões de afloramento costeiro) e baixo em todas as outras regiões (e.g. regiões oligotróficas) (Wefer *et al.*, 1999). A opala biogénica resulta da utilização de silicatos por parte de organismos marinhos (diatomácias, radiolários, silicoflagelados e esponjas siliciosas) para a construção dos seus esqueletos. Depois de estes morrerem ou serem consumidos por outros organismos, os restos dos seus esqueletos afundam através da coluna de água, dissolvem-se ou sedimentam no fundo do oceano (Open University, 1995). A opala biogénica produzida e posteriormente acumulada nos sedimentos, não depende só do fornecimento de silicatos na camada fótica, mas também da dissolução pós-deposicional, sendo que ambas variam regional e temporalmente (Wefer *et al.*, 1999). O carbono orgânico preserva-se melhor em massas de água pouco ventilada (e.g. Água de Fundo do Antártico – AFA) (Broecker e Peng, 1982).

O registo de variação da Pexp e dos respectivos indicadores estudados na sondagem MD01-2446 são compilados na figura 18. A Pexp (figura 18a) regista dois níveis: um nível que engloba o glacial, o início e o final do Holocénico, com Pexp >70 gC/m²/a; e outro nível que engloba o Holocénico médio, com Pexp de ~ 35 gC/m²/a. A sondagem MD01-2446 revelou as mesmas tendências de Pexp para o período glacial e Holocénico que são geralmente observadas nestes períodos (Abrantes, 1992; Pallier e Bard, 2001; Salgueiro *et al.*, 2010 e referências citadas). Revelou também valores inferiores aos registados nas sondagens estudadas por Salgueiro *et al.* (2010). Salgueiro *et al.* (2010) registam valores de Pexp >100 gC/m²/a na região de afloramento costeiro da margem Ibérica durante o

glacial, enquanto os valores da sondagem MD01-2446, para o mesmo período, são de ~ 80 $\text{gC}/\text{m}^2/\text{a}$. No Holocénico, Salgueiro *et al.* (2010) registam valores de 80-100 $\text{gC}/\text{m}^2/\text{a}$, enquanto na sondagem MD01-2446 os valores máximos de Pexp são de ~ 70 $\text{gC}/\text{m}^2/\text{a}$.

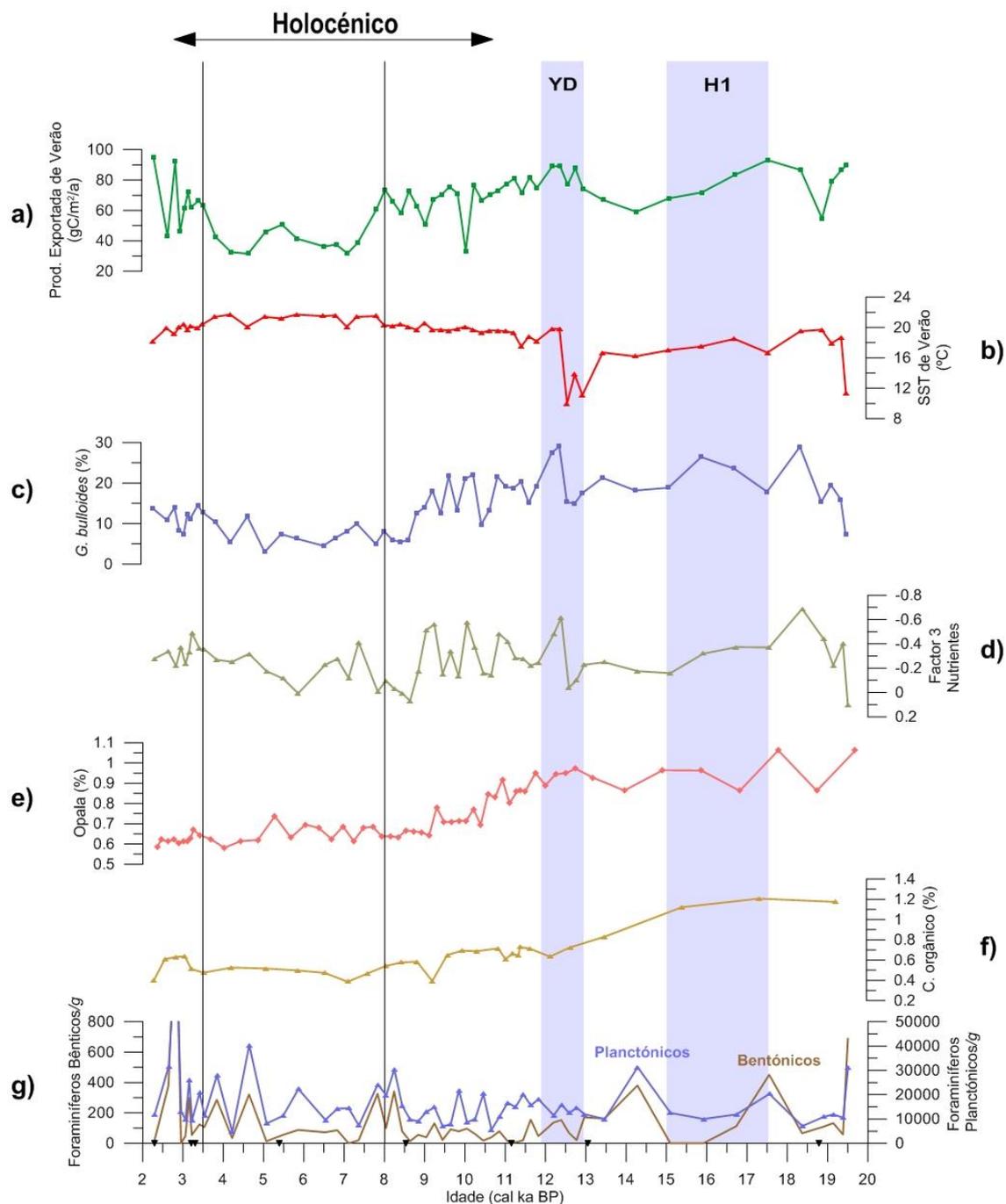


Figura 18 - Caracterização da variação de produtividade exportada de Verão (figura 18a) no monte submarino do Tore com base nos dados de abundância de SST (figura 18b), *G. bulloides* (figura 18c), do factor 3 (figura 18d), de opala (figura 18e; Nave, dados não publicados), de carbono orgânico (figura 18f; Nave, dados não publicados) e foraminíferos béticos (figura 18g). Os triângulos no eixo das abcissas (Idade) assinalam 8 amostras datadas por ^{14}C .

6.2.1. Variações de produtividade durante o período glacial

Apesar de os valores de Pexp serem elevados, existe uma tendência para diminuírem ao longo do evento H1. A % das *G. bulloides* (figura 17c) também revela valores elevados para o mesmo período. Com a diminuição da Pexp, observar-se uma diminuição tanto do número de foraminíferos planctónicos, como do número de bênticos por grama de sedimento (figura 18g). Os foraminíferos planctónicos alimentam-se de fitoplâncton (PP), e por isso beneficiam directamente com o seu desenvolvimento (Abrantes e Moita, 1999). Ainda assim, os elevados valores de Pexp justificam as elevadas % de opala (figura 18e) e carbono orgânico (figura 18f) durante o evento H1. Os foraminíferos bênticos são indicadores do aporte de matéria orgânica para o fundo oceânico (Jorriksen *et al.*, 1995, 2007).

Durante o evento H1, a Pexp é relativamente elevada e os nutrientes também apresentam valores relativamente elevados (0,37). Durante este período, a % de *T. quinqueloba* (figura 16d) é relativamente elevada (15,42%) porque é uma espécie que está relacionada com as Frentes e pela turbulência por elas geradas que disponibiliza nutrientes. A proximidade de uma Frente perto do local de amostragem é confirmada pela elevada % da espécie *G. scitula* (5,61%) (figura 16d), que é uma espécie indicadora da Frente Subtropical (Schiebel *et al.*, 2002), sendo esta muito semelhante à actual Frente dos Açores. A existência desta Frente Subtropical é apoiada pelos valores relativamente elevados de SST observados durante o evento H1. Pela diminuição relativa dos valores de Pexp, diminuição da % das espécies *G. scitula* e *T. quinqueloba* e diminuição da quantidade de nutrientes, podemos inferir que a Frente Subtropical (aumento da influência das águas subpolares – factor 2; figura 14d) deixou de estar próxima do local da sondagem sem no entanto deixar entender se se moveu em direcção a Norte ou para Sul.

Como os valores de Pexp são mais elevados (70-90 gC/m²/a) do que os registados nas sondagens SU92-03 e MD95-2040 estudadas por Salgueiro *et al.* (2010) (figura 8). No entanto, a Pexp é semelhante aos valores encontrados na sondagem MD95-2042. As águas polares influenciam as sondagens localizadas mais a Norte (Salgueiro *et al.*, 2010; Voelker e de Abreu, 2011), enquanto a MD95-2042 é influenciada pela Corrente dos Açores, sendo esta última a que mais se assemelha à sondagem MD01-2446. Pode especular-se se durante o restante período do evento de H1 houve movimentos da frente Subtropical. Verifica-se uma mistura de influências de águas subpolares e subtropicais, indicada pela diversidade

da associação de foraminíferos planctônicos presentes na sondagem como já foi referido na discussão da SST.

Durante o YD, o valor de Pexp é maior do que o registado no evento de H1, e verificam-se também que o número de foraminíferos planctônicos e béticos é superior. Os valores de opala também são relativamente elevados. O YD pode ser dividido em dois períodos, um período dos 12,8 aos 12,3 cal ka BP (início do YD) e outro dos 12,3 aos 11,7 cal ka BP (final do YD). O início do YD apresenta temperaturas mais frias e a associação com valores mais elevados é o grupo das espécies subpolares (aumento do factor 4, figura 14b). Assim, a Pexp está ligada associada aos nutrientes transportados pelas águas subpolares (van Aken, 2001), apesar de não ser essa a informação reflectida pelo factor 3 (figura 18d). Schwab *et al.* (2012) também observaram, através de associações de coccolitóforos nas latitudes médias do Atlântico Norte, que o aumento da PP durante o YD era, em parte, devido à posição mais a sul da Frente Subtropical. Consequentemente, a Fronteira Norte do Giro Subtropical estaria também mais para sul. No final do YD, a % de *G. bulloides* é elevada (figura 18c), existe uma concentração elevada de nutrientes (factor 3, figura 18d) e ao mesmo tempo, a SST é típica de águas subtropicais (figura 18b). Neste período, a Pexp pode aumentar devido ao afloramento da frente subtropical apesar de a *T. quinqueloba* e a *G. scitula* (figura 16d) não registarem aumento de valores, ou pode aumentar devido à introdução de nutrientes no local da sondagem através das águas subpolares (registadas pelo aumento da % de *N. pachyderma* dex - Anexos, tabela A1) transportadas pela Corrente de Portugal, pelo menos durante parte do ano.

6.2.2. Variações de produtividade durante o Holocénico

No início do Holocénico verificam-se valores elevados de Pexp ($\sim 75 \text{ gC/m}^2/\text{a}$) (figura 18a), de % de *G. bulloides* (17,5%) (figura 18c), e valores de opala (figura 18e) e carbono orgânico (figura 18f) relativamente elevados. Verifica-se também aumento do número de foraminíferos planctônicos e béticos (figuras 15b e 15c). Com base no factor 2 (figura 16g), pode verificar-se que continua a haver influência de águas subpolares (também verificado pelos valores de % de *N. pachyderma* sin), que fornecem os nutrientes que influenciam a elevada Pexp. Durante todo o período, os nutrientes e a % de *G. bulloides* têm grande variabilidade, justificada pela variabilidade das condições hidrográficas. Segundo Schwab *et al.* (2012), tal como aconteceu durante os eventos H1 e YD, os valores elevados de paleoprodutividade registados no início do Holocénico próximo das Ilhas dos

Açores têm origem num conjunto favorável de factores, como a posição mais para sul da Frente Subtropical e alteração dos regimes de produtividade, amplificação dos ventos de oeste e da advecção das águas superficiais ricas em nutrientes. O aumento de Pexp no início do Holocénico também pode ser observado nas sondagens MD95-2040 e MD95-2042 estudadas por Salgueiro *et al.* (2010).

O evento 8,2 ka, assinalado no registo de Pexp por um aumento de valores, acompanhados de um aumento do número de foraminíferos plantónicos e bênticos (figura 18g). Um aumento da % das espécies subpolares, indica que também durante aquele evento houve alteração da posição da Frente Subtropical devido à incursão da Água Intermédia do Atlântico Norte (Schwab *et al.*, 2012). A % de *T. quinqueloba*, indicadora de massas de água superficiais ricas em nutrientes (Johannessen *et al.*, 1994), também sofre aumento durante este evento.

Durante o Holocénico médio (8 - 3,5 cal ka BP), a Pexp é reduzida (~45 gC/m²/a), os valores de % de *G. bulloides* são baixos e os valores de carbono orgânico também são relativamente baixos. Esta fase menos produtiva é consequente da influência das águas subtropicais quentes da Corrente dos Açores (aumento das % do grupo de espécies subtropicais, tropicais e do factor 1) e com poucos nutrientes (diminuição dos valores no registo dos nutrientes, factor 3). Esta análise sugere o deslocamento da Frente Subtropical em direcção a Norte, e consequente influência da Corrente dos Açores sobre o local da sondagem em estudo. Schwab *et al.* (2012) também verificou valores reduzidos de PP, numa sondagem próxima das Ilhas dos Açores. A forte influência da Corrente dos Açores durante este período pode ser observada na sondagem MD95-2042 estudada por Salgueiro *et al.* (2010), uma vez que também apresenta valores baixos de Pexp.

Dos 3,5 cal ka BP ao presente, a Pexp sofre novo aumento de valores, assim como a % do grupo de espécies subpolares e a quantidade de nutrientes. A % carbono orgânico e de *G. bulloides* também aumentam. Os factores 2 e 4 indicam claramente que a influência de águas subpolares advectas para a local da sondagem MD01-2446. A influência destas águas subpolares (Corrente de Portugal) mais frias e nutritivas beneficiam os foraminíferos no local em estudo, aumentando significativamente o seu número (figura 18g). Pode observar-se que o regime de Pexp é semelhante ao do início do Holocénico.

7. CONCLUSÕES

Este trabalho teve como objectivos estimar as variações de temperatura de superfície da água do mar (SST) e da produtividade oceânica exportada ao largo da Margem Ibérica durante os últimos 20.000 anos, usando a função transferência (SIMMAX 28) aplicada às associações de foraminíferos planctónicos. Foi também objectivo deste estudo a identificação da origem dessa mesma produtividade (oceânica e/ou costeira).

Durante o Último Máximo Glacial, os valores de temperatura superficial do oceano (SST) e produtividade exportada (Pexp) registados na sondagem MD01-2446 estão de acordo com os dados geralmente observados para este período, mas com os valores inferiores aos observados na margem Ibérica por Salgueiro *et al.* (2010). O local da sondagem seria influenciado por águas superficiais e de transição durante este período.

Ao contrário do que acontece em sondagens ao largo da margem Ibérica, o evento de Heinrich 1 (H1) não regista uma variação de SST significativa e a Pexp é relativamente elevada, podendo verificar-se alguma influência de massas de água polar no monte submarino de Tore ao longo deste período, através dos valores relativamente elevados de abundância de *N. pachyderma* sin. No início deste período há uma mistura da influência de águas subpolares e subtropicais, devido a movimentos da Frente Subtropical, revelada pela diversidade de foraminíferos planctónicos. A sondagem MD01-2446 regista valores de SST e Pexp mais elevados do que os registados na sondagem D11957P (Lebreiro *et al.*, 1997), localizada próximo do local em estudo. Esta diferença pode dever-se ao facto de o modelo de idades usado por Lebreiro *et al.*, (1997) possuir menos pontos de controlo e uma menor resolução temporal.

O *Younger Dryas* (YD) está bem marcado na sondagem MD01-2446, embora o seu intervalo apareça registado 600 anos antes do início do intervalo definido por Lowe *et al.* (2008), e revela valores relativamente elevados de *N. pachyderma* sin devido à influência de águas subpolares no local relacionada com a posição mais a Sul da Frente Subtropical. O desfasamento de idade pode dever-se à existência de uma lacuna estratigráfica na sondagem. Lebreiro *et al.*, (1997) também marca um evento frio no mesmo período com características semelhantes, mas define-o como evento H1. Esta discrepância pode, mais uma vez, estar relacionada com a diferença de modelos de idades e resolução usados.

Apesar de o Holocénico ser um período relativamente estável, pode ser dividido em 3 fases com temperaturas e produtividades distintas. Duas fases mais frias e produtivas referentes

aos intervalos dos 11,7 aos 8 cal ka BP e dos 3,5 aos 2,3 cal ka BP (com média de 19,5 °C), e uma fase relativamente mais quente referente ao intervalo dos 8 aos 3,5 cal ka BP.

No início do Holocénico (11,7 a 8 cal ka BP), a SST é relativamente elevada assim como a Pexp. Durante este intervalo de tempo, o local estudado era influenciado quer por águas subpolares, quer por águas subtropicais da Corrente dos Açores, como indicado pela elevada diversidade de foraminíferos planctónicos. O evento 8,2 ka está bem marcado neste período, com temperaturas baixas e produtividade relativamente elevada, com reposicionamento da Frente Subtropical devido à incursão de Água Intermédia do Atlântico Norte.

Durante o Holocénico médio (8 a 3,5 cal ka BP), o local da sondagem MD01-2446 era influenciado pelas águas subtropicais da Corrente dos Açores, evidenciando por isso os valores máximos de SST e valores mínimos de Pexp, devido à deslocação da Fronteira Subtropical Norte consequente do reposicionamento da Corrente do Golfo.

A partir dos 3,5 ka BP as SST diminuem e a Pexp aumenta. Durante este período há intensificação da Corrente de Portugal, com transporte de águas subpolares do Giro Subpolar pela Corrente de Portugal.

Este estudo permitiu estimar as SST e a Pexp através do método das funções transferência com associações de foraminíferos planctónicos e inferir que a produtividade poderá ter origem oceânica. Como trabalho futuro seria de interesse melhorar o modelo de idades e aumentar a resolução do estudo nos pontos de maior variabilidade oceanográfica como o H1 e o YD.

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abrantes, F. (1992). Paleoproductivity oscillations during the last 130 ka along the Portuguese and NW African margins. *In* Summerhayes, C.P., Prell, W.L., Emeis, K.C. (Eds.), *Upwelling Systems: Evolution Since the Early Miocene*. The Geological Society, London, 499-510 p.
- Abrantes, F., Baas, J., Haflidason, H., Rasmussen, T., Klitgaard, D., Loncaric, N., Gaspar, L. (1998) Sediment fluxes along the northeastern European margin: inferring hydrological changes between 20 and 8 kyr. *Marine Geology*, 152 (1-3), 7-23.
- Abrantes, F. e Moita, T. (1999) Water column and recent sediment data on diatoms and coccolithophorids, off Portugal, confirm sediment record of upwelling events. *Oceanologica Acta*, 22, 319-336.
- Alley, R.B., Mayewski, P.A., Sowers, T., Stuiver, M., Taylor, K.C. e Clark, P.U. (1997). Holocene climatic instability: A prominent, widespread event 8200 years ago. *Geology*, 25(6), 483-486.
- Ambar, I., Armi, L., Bower, A. e Ferreira, T. (1999). Some aspects of time variability of the Mediterranean water off south Portugal. *Deep-Sea Research I*, 46, 1109-1136.
- Antoine, D., André, J.-M. e Morel, A. (1996). Oceanic primary production: 2. Estimation at global scale from satellite (coastal zone color scanner) chlorophyll. *Global Biogeochemical Cycles*, 10, 57-69.
- Bard, E., Arnold, M., Maurice, P., Duprat, J., Moyes, J. e Duplessy, J.-C. (1987). Retreat velocity of the North Atlantic polar front during the last deglaciation determined by ^{14}C accelerator mass spectrometry. *Nature*, 328, 791-794.
- Bard, E., Rostek, F., Turon, J.-L., e Gendreau, S. (2000). Hydrological Impact of Heinrich Events in the Subtropical Northeast Atlantic. *Science* 289, 1321-1324.
- Barker, S., Cacho, I., Benway, H. e Tachikawa, K. (2005). Planktonic foraminiferal Mg/Ca as a proxy for past oceanic temperatures: methodological overview and data compilation for the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, 24, 821-834.
- Bauch, H.A., e Weinelt, M.S. (1997). Surface water changes in the Norwegian Sea during the last deglacial and Holocene times. *Quaternary Science Reviews*, 16, 1115-1124.

- Bé, A.W.H. e Tolderlund, D.S. (1971). Distribution and ecology of living planktonic foraminifera in surface water of the Atlantic and Indian oceans. *In* Funnell, B.M. e Riedel, W.R. (Eds.), *Micropaleontology of the Oceans*. Cambridge Univ. Press, London, 105-149.
- Berger, A.L. (1978). Long Term Variations of Daily Insolation and Quaternary Climatic Changes. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 35(12), 2362-2367.
- Berger, A. e Loutre, M.F. (2004). Théorie astronomique des paléoclimats. *Comptes Rendus Geoscience*, 336, 701-709.
- Bianchi, G.G., e McCave, N.I. (1999). Holocene periodicity in North Atlantic climate and deep-ocean flow south of Iceland. *Nature*, 397, 515-517
- Bigg, G.R. (1996). *The oceans and climate*. Cambridge University Press, Cambridge, 266 p.
- Björck, S., Walker, M.J.C., Cwynar, L., Johnsen, S.J., Knudsen, K-L., Lowe, J.J., Wohlfarth, B. e Membros INTIMATE (1998). An event stratigraphy for the Last Termination in the North Atlantic region based on the Greenland Ice Core record: a proposal by the INTIMATE group. *Journal of Quaternary Science*, 13, 283-292.
- Bond, G., Heinrich, H., Broecker W., Labeyrie, L., McManus, J., Andrews J., Huon, S., Jantschik, R., Clasen S., Simet, C., Tedesco, K., Klas, M., Bonani, G. e Ivy, S. (1992). Evidence for massive discharges of icebergs into North Atlantic ocean during the last glacial period. *Nature*, 360, 245-249.
- Bond, G., Broecker, W.S., Johnsen, S., McManus, J., Labeyrie, L., Jouzel, J., e Bonani, G. (1993). Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature*, 365, 143-147.
- Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., deMenorcal, P., Priore, P., Cullen, H., Hajdas, I. e Bonani, G. (1997). A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. *Science*, 278, 1257-1266.
- Bond, G., Kromer, B., Beer, J., Muscheler, R., Evans, M.N., Showers, W., Hoffmann, S., Lotti-Bond, R., Hajdas, I. e Bonani, G. (2001). Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. *Science* 294 (5549), 2130-2136.

- Bouvier-Soumagnac, Y, e Duplessy, J.C. (1985). Carbon and oxygen isotope composition of planktonic foraminifera from laboratory culture, plankton tows and recent sediment: implications for the reconstruction of paleoclimatic conditions and of the global carbon cycle. *Journal of Foraminiferal Research*, 15, 302–320
- Broecker, W.S., Bond, G., Miecyslawa, K. e McManus, J. (1992). Origin of the northern Atlantic's Heinrich events. *Climate Dynamics*, 6, 265-273.
- Broecker, W.S., Kennett, J.P., Flower, B.P., Teller, J.T., Trumbore, S., Bonani, G. e Wolfli, W. (1989). Routing of Meltwater from the Laurentide ice sheet during the *Younger Dryas* cold episode. *Nature*, 341, 318-321.
- Broecker, W.S. e Peng, T.-H. (1982). *Tracers in the Sea*. ELDIGIO Press, Lamont-Doherty Geological Observatory, Columbia University, Palisades, NY, 690 p.
- Buzas, M.A. e Culver, S.J. (1991). Species diversity and dispersal of benthic foraminifera – Analysis of extant organisms and fossils of water around North America. *BioScience*, 47 (7), 483-488.
- Cayre, O., Lancelot, Y. e Vincent, E. (1999). Paleooceanographic reconstructions from planktonic foraminifera off the Iberian margin: Temperature, salinity and Heinrich events. *Paleoceanography*, 14 (3), 384-396.
- Chen, M.-T., Huang, C.-C, Pflaumann, U., Waelbroeck, C. e Kucera, M. (2005). Estimating glacial western Pacific sea-surface temperature: methodological overview and data compilation of surface sediment planktic foraminifer faunas. *Quaternary Science Reviews*, 24 (7-9), 1049-1062.
- Cléroux, C., Debret, M., Cortijo, E., Duplessy, J.-C., Dewild, F., Reijmer, J. e Nicolas Massei (2012). High-resolution sea surface reconstructions off Cape Hatteras over the last 10 ka. *Paleoceanography*, 27, PA1205, doi:10.1029/2011PA002184
- CLIMAP, P. M. (1976). The surface of the Ice-Age Earth. *Science*, 191 (4232), 1131-1137.
- Cooke, S. e Rohling, E.J. (1999). Stable isotopes in foraminiferal carbonate. In Sen Gupta, B.K. (Eds.), *Modern Foraminifera*. Kluwer Academic Publishers, London, 239 – 258.
- Cortijo, E., Labeyrie, L., Vidal, L., Vautravers, M., Chapman, M., Duplessy, J.-C., Elliot, M., Arnold, M., Turon, J.-L., Auffret, G. (1997). Changes in sea surface hydrology

- associated with Heinrich event 4 in the North Atlantic Ocean between 40° and 60°N. *Earth and Planetary Science Letters*, 146, 29–45.
- Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clauer, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Hvidberg, C.S., Steffensen, J.P., Sveinbjörnsdóttir, A.E., Jouzel, J. e Bond, G. (1993). Evidence for general instability of past climate from a 250 kyr ice-core record. *Nature*, 364, 218-220.
- de Abreu, L., Shackleton, N.J., Schönfeld, J., Hall, M. e Chapman, M. (2003). Millennial-scale oceanic climate variability off Western Iberian margin during the last two glacial periods. *Marine Geology*, 196, 1-20.
- Deacon, M.B. (1996). How the science of oceanography developed. In Summerhayes, C.P. e Thorpe, S.A. (Eds), *Oceanography: An Illustrated Guide*. Manson Publishing, London, 9-26.
- Debenay, J.-P. e Beck-Eichler, B. (1995). Monitoramento ambiental por meio de bioindicadores: uma cooperação franco-brasileira no estudo dos foraminíferos. CENDOTEC – *França-Flash Meio Ambiente*, nº 9, 10 p.
- Debenay, J.-P., Pawlowski, J., e Decrouez, D. (1996). *Les foraminifères actuels*. Masson, Paris, 329 p.
- deMenocal, P.B. (2001), Cultural responses to climate change during the late Holocene. *Science*, 292, 667-673.
- Dias, J. A. (2003). Portugal e o mar – Importância da oceanografia para Portugal. Consultado em 3 de Maio de 2011, em Universidade do Algarve: <http://w3.ualg.pt/~jdias/JAD/ebooks/ImpOcPort.pdf>.
- Ellison, C.R.W., Chapman, M.R., e Hall, I.R. (2006). Surface and deep ocean interactions during the Cold Climate Event 8200 years ago. *Science*, 312(5782), 1929-1932.
- Eynaud, F, de Abreu, L, Voelker, A, Schönfeld, J, Salgueiro, E, Turon, J-L, Penaud, A, Toucanne, S, Naughton, F, Sanchez Goni, MF, Malaize, B. e Cacho, I. (2009). Position of the Polar Front along the western Iberian margin during key cold episodes of the last 45 ka. *Geochemistry, Geophysics and Geosystems*, 10 (7), Q07U05, doi:10.1029/2009GC002398.
- Fiúza, A.F.G. (1983). Upwelling patterns off Portugal. In Suess, E., Thiede, J. (Eds). *Coastal upwelling its sediment record*. Plenum Press, New York, 85-98.

- Fiúza, A.F.G., Haman, M., Ambar, I., Diaz, Gonzalez, N. e Cabanas, J.M. (1998). Water masses and their circulation off the western Iberia during May 1993. *Deep Sea Research Part I - Oceanographic Research Papers*, 45 (7) , 1127-1160.
- Goldstein, S.T. (1999). Foraminifera: A biological overview. In Sen Gupta, B.K. (Eds.), *Modern Foraminifera*. Kluwer Academic Publishers, London, 35-36.
- Grachev, A. M., e Severinghaus, J.P. (2005). A revised $+10\pm 4$ °C magnitude of the abrupt change in Greenland temperature at the *Younger Dryas* termination using published GISP2 gas isotope data and air thermal diffusion constants. *Quaternary Science Reviews*, 24(5-6), 513.
- Grootes, P.M., e Stuiver, M. (1997). $^{18}\text{O} / ^{16}\text{O}$ variability in Greenland snow and ice with 10^{-3} to 10^5 year time resolution. *Journal of Geophysical Research*, 102(C12), 26.455–426.470.
- Grootes, P.M., Stuiver, M., White, J.W.C., Johnsen, S., Jouzel, J. (1993). Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. *Nature*, 366, 552-554.
- Hale, W. e Pflaumann, U. (1999). Sea surface temperature estimations using a modern analog technique with foraminiferal assemblages from western Atlantic Quaternary sediments. In Fischer G. e Wefer G. (Eds), *Use of paleoceanography: Examples from the South Atlantic*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 69-90.
- Haynes, R., e Barton, E.D. (1990). A poleward flow along the atlantic coast of the Iberian Peninsula. *Journal of Geophysical Research*, 95(C7), 11425-1144.
- Heinrich, H. (1988). Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic ocean during the past 130,000 years. *Quaternary Research*, 29, 142-152.
- Hemleben, C., Spindler, M. e Anderson, O.R. (1989). *Modern planktonic foraminifera*. Spinger-Verlag, New York, 363 p.
- Hutson, W.H. (1977). Transfer functions under no-analog conditions: experiments with India Ocean planktonic foraminifera. *Quaternary Research*, 8 (3), 355-367.
- Imbrie, J. e Kipp, N.G. (1971). A new micropaleontological method for quantitative paloclimatology: application to a late Pleistocene Caribbean core. In Turekian, K.K.

- (Ed.), The late Cenozoic glacial ages. Yale University Press, New Haven, Connecticut, 71-181.
- Imbrie, J. e Kipp, N.G. (1973). Paleoclimatic investigation of a late Pleistocene Caribbean deep-sea core: comparison of isotopic and faunal methods. *Quaternary Research*, 3, 10-38.
- Johannessen, T., Jansen, E., Flatøy, A. e Ravelo, A.C. (1994). The relationship between surface water masses, oceanographic fronts and paleoclimatic proxies in surface sediments of the Greenland, Iceland, Norwegian Seas. In Zahn, R., Pederson, T.F., Kaminski, M.A., Labeyrie, L. (Eds). Carbon cycling in the glacial ocean: Constraints on the ocean's role in global change. Springer-Verlag, Berlin, 61-85.
- Jorissen, F.J., de Stigter, H.C. e Widmark, J.G.V. (1995). A conceptual model explaining benthic foraminiferal microhabitats. *Marine Micropaleontology*, 26 (1-4), 3-15.
- Jorissen, F.J., Fontanier, C., e Thomas, E. (2007). Paleooceanographical proxies based on deep-sea benthic foraminiferal assemblage characteristics. In Hillaire-Marcel, C. e de Vernal, A. (Ed.). Proxies in Late Cenozoic Paleooceanography, Pt. 2: Biological tracers and biomarkers, Elsevier, Amsterdam, 263-326.
- Kim, J.H., Rambu, N., Lorenz, S.J., Lohmann, G., Nam, S.I., Schouten, S., Rühlemann, C. e Schneider, R.R. (2004). North Pacific and North Atlantic sea-surface temperature variability during the Holocene. *Quaternary Science Reviews*, 23, 2141-2154.
- Kucera M. (2007). Planktonic foraminifera as tracers of past oceanic environments. In Hillaire-Marcel, C., de Vernal, A. (Eds.), Proxies in Late Cenozoic Paleooceanography, Pt. 2: Biological tracers and biomarkers, Elsevier, Amsterdam, 213-262.
- Kucera, M., Rosell-Melé, A., Schneider, R., Waelbroeck, C. e Weinelt, M. (2005a). Multiproxy approach for the reconstruction of the glacial ocean surface (MARGO). *Quaternary Science Reviews*, 24, 813-819.
- Kucera, M., Weinelt, M., Kiefer, T., Plaufmann, U., Hayes, A., Weinelt, M., Chen, Min-Te, Mix, A.C., Barrows, T.T., Cortijo, E., Duprat, J., Juggins, S. e Waelbroeck, C. (2005b). Reconstruction of sea-surface temperatures from assemblages of planktonic foraminifera: multi-technique approach based on geographically constrained

- calibration datasets and its application to glacial Atlantic and Pacific Oceans. *Quaternary Science Reviews*, 24(7-9), 951-998.
- Landais, A., Barnola, J.M., Masson-Delmotte, V., Jouzel, J., Chappellaz, J., Caillon, N., Huber, C., Leuenberger, M., e Johnsen, S.J. (2004). A continuous record of temperature evolution over a sequence of Dansgaard-Oeschger events during Marine Isotopic Stage 4 (76 to 62 kyr BP). *Geophysical Research Letters*, 31(22), L22211, doi: 10.1029/2004GL021193.
- Laskar, J., Robutel, P., Joutel, F., Gastineau, M., Correia, A.C.M., e Levrard, B. (2004). A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astronomy and Astrophysics*, 428, 261-285.
- Le, J. e Shackleton, N.J. (1994). Reconstructing paleoenvironment by transfer function: Model evaluation with simulated data. *Marine Micropaleontology*, 24 (2), 187-199.
- Lea, D.W., Mashiota, T.A. e Spero, H.J. (1999). Controls of magnesium and strontium uptake in planktonic foraminifera determined by live culturing. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63 (16), 2369-2379.
- Lebreiro, S.M., Moreno, J.C., McCaver, I.N., Weaver, P.P.E. (1996). Evidence for Tore Seamount: 39°N, 12°W). *Marine Geology*, 131 (1-2), 47-56.
- Lebreiro, S.M., Moreno, J.C., Abrantes, F., e Pflaumann, U. (1997). Productivity and paleoceanographic implications on the Tore Seamount (Iberian Margin) during the last 225kyr: foraminiferal evidence. *Paleoceanography*, 12 (5), 718-727.
- Lebreiro, S. e Nave, S. Subtropical deep-sea counterpart of Holocene Bond cycles. *Quaternary Science Reviews*, submetido.
- Lopes, C.I.C.D. (2006) Late Quaternary Paleocyanography of the Northeast Pacific and Atlantic oceans based on diatom transfer functions. A Dissertation submitted to Oregon State University. 252 p.
- Lowe, J. J., Rasmussen, S.O., Björck, S., Hoek, W.Z., Steffensen, J.P., Walker, M.J.C., e Yu, Z.C. (2008), Synchronisation of palaeoenvironmental events in the North Atlantic region during the Last Termination: a revised protocol recommended by the INTIMATE group. *Quaternary Science Reviews*, 27(1-2), 6-17.

- Mangerud, J., Andersen, S., Th., Berglund, B.E. e Donner, J.J. (1974). Quaternary stratigraphy of Norden: a proposal for terminology and classification. *Boreas*, 3, 109-128.
- Marchal, O., Cacho, I., Stocker, T.F., Grimalt, J.O., Calvo, E., Martrat, B., Shackleton, N., Vautravers, M., Cortijo, E., e van Kreveld, S. (2002). Apparent long-term cooling of the sea surface in the northeast Atlantic and Mediterranean during the Holocene. *Quaternary Science Reviews*, 21(4-6), 455-483.
- Maslin, M.A., Shackleton, N.J., e Pflaumann, U. (1995). Surface water temperature, salinity, and density changes in the northeast Atlantic during the last 45,000 years: Heinrich events, deep water formation, and climatic rebounds. *Paleoceanography*, 10(3), 527-544.
- Mayewski, P.A., Rohling, E.E., Stager, J.C., Karlén, W., Maasch, K.A., Meeker, L.D, Meyerson, E.A., Gasse, F., van Kreveld, S., Holmgren, K., Lee-Thorp, J., Rosqvist, G., Rack, F., Staubwasser, M., Schneider, R.R. e Steig, E.J. (2004). Holocene climate variability. *Quaternary Science Reviews*, 23, 243-255.
- Meggers, H., Freudenthal, T., Nave, S., Targarona, J., Abrantes, F., e Helmke, P. (2002). Assessment of geochemical and micropaleontological sedimentary parameters as proxies of surface water properties in the Canary Islands region. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 49(17), 3631-3654.
- Mix, A.C., Bard, E. e Schneider, R. (2001). Environmental processes of the ice age: land oceans, glaciers (EPILOG). *Quaternary Science Reviews*, 20, 627-657.
- Mix, A.C., Morey, A.E., Pisias, N.G, Hostetler, S.W. (1999). Foraminiferal faunal estimates of paleotemperature: circumventing the no-analog problem yields cool ice age tropics. *Paleoceanography*, 14 (3), 350-359.
- Nave, S. (2005). Changements de la productivité océanique lors des variations rapides du climat (Événements de Heinrich). Tese de Doutorado, Université Paris XI Orsay, Paris, 203 p.
- Nave, S., Labeyrie, L., Gherardi, J., Caillon, N., Cortijo, E., Kissel, C. e Abrantes, F. (2007). Primary productivity response to Heinrich events in the North Atlantic ocean and the Norwegian sea. *Paleoceanography*, 22 (3).

- Open University (1995). Seawater: Its composition, properties and behavior. The Open University in association with Pergamon, Oxford, 168 p.
- Ortiz, J.D. e Mix, A.C. (1997). Comparison of Imbrie–Kipp transfer function and modern analog temperature estimates using sediment trap and core to foraminiferal faunas. *Paleoceanography*, 12 (2), 175-190.
- Paillard, D. (1996). Macintosh program performs time-series analysis. *EOS, Transactions America Geophysical Union*, 77 (39), 379.
- Pallier, D. e Bard, E. (2001). High frequency paleoceanographic changes during the past 140.000 yr recorded by the organic matter in sediments of the Iberian Margin. *Palaeogeography, Palaeoecology, Palaeoclimatology*, 181 (4), 431-452.
- Peliz, A., Dubert, J., Haidvogel, D.B. e Le Cann, B. (2003). Generation and Unstable Evolution of a Density-Driven Eastern Poleward Current: The Iberian Poleward Current. *Journal of Geophysical Research*, 108 (C8), 3268, doi:10.1029/2002JC001443.
- Pflaumann, U., Duprat, J., Pujol, C. e Labeyrie, L. (1996). SIMMAX: A modern analog technique to deduce Atlantic sea surface temperatures from planktonic foraminifera in deep-sea sediments. *Paleoceanography*, 11 (1), 15-35.
- Pflaumann, U., Sarnthein, M., Chapman, M., de Abreu, L., Funnell, B., Huels, M., Kiefer, T., Maslin, M., Schulz, H., Swallow, J., Kreveld, S. v., Vautravers, M., Vogelsang, E. e Weinelt, M. (2003). Glacial North Atlantic: Sea-surface conditions reconstructed by GLAMAP 2000 *Paleoceanography*, 18(3), 1085, doi:10.1029/2002PA000774.
- Prell, W.L. (1985). The stability of low-latitude sea-surface temperatures: An avaluation of the CLIMAP reconstruction with emphasis on the positive SST anomalies. Washington, D. C., Department of Energy, Office of Energy Research, Office of Basic Energy Sciences, Carbon Dioxide Research Division, DOE/ER/60167-1 (under contract DE-ACO2-83ER60167), 60 p.
- Rhamstorf, S. (2002) Ocean circulation and climate during the past 120.000 years. *Nature*, 419, 207-214.
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Buck, C.E., Burr, G.S., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M.,

- Guilderson, T.P., Hajdas, I., Heaton, T.J., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., McCormac, F.G., Manning, S.W., Reimer, R.W., Richards, D.A., Southon, J.R., Talamo, S., Turney, C.S.M., van der Plicht, J. e Weyhenmeyer, C.E. (2009). Intcal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0-50.000 years cal BP. *Radiocarbon*, 51 (4), 1111-1150.
- Rios, A.F., Perrez, F.F., Fraga, F. (1992). Water masses in the upper and middle North-Atlântic ocean east of the Azores. *Deep Sea Research Part A – Oceanographic Research Papers*, 39 (3-4A), 645-658.
- Rodbell, D.T. (2000). The Younger Dryas: Cold, cold everywhere? *Science*, 290, 285-286.
- Rodrigues, T., Grimalt, J.O., Abrantes, F., Flores, J.A, e Lebreiro, S. (2009). Holocene interdependences of changes in sea surface temperature, productivity, and fluvial inputs in the Iberian continental shelf (Tagus mud patch). *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 10, doi:10.1029/2008GC002367.
- Rosenthal, Y., Boyle, E.A. e Slowey, N. (1997). Temperature control on the incorporation of the magnesium, strontium, fluorine and cadmium into benthic foraminiferal shells from the Bahama Bank: Prospects for thermocline paleoceanography. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61 (17), 3633-3643.
- Ruddiman, W.F. (1977). Late Quarternary disposition of ice-rafted sand in the subpolar North Atlantic (40 °C to 65 °C). *Geological Society of America Bullterin*, 88, 1813.1827.
- Ruddiman, W.F. (2008). Easth's climate: past and future – 2^{and} edition. W. H. Freeman and Company, New York, 388 p.
- Ruddiman e McIntyre, A. (1981) The North Atlantic Ocean during the last deglaciation. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 159, 85-111.
- Ruddiman, W.F., Sancetta, C.D. e McIntyre, A. (1977). Glacial/interglacial response of subpolar North Atlantic waters to climatic change: the record in oceanic sediments. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, B 280, 119-142.
- Salgueiro, E., Voelker, A., Abrantes, F., Meggers, H., Pflaumann, U., Loncaric, N., Gonzalez-Alvarez, R., Oliveira, P., Bartels-Jonsdottir, H.B., Moreno, J., Wefer, G. (2008). Planktonic foraminifera from modern sediments reflect upwelling patterns off Iberia: Insights from a regional transfer function. *Marine Micropaleontology*, 66,

135-164.

- Salgueiro, E., Voelker, A.H.L., Abreu, L., Abrantes, F., Meggers, H. e Wefer, G. (2010). Temperature and productivity changes of the western Iberian margin during the last 150ky, *Quaternary Science Reviews*, 29, 680–695.
- Sancetta, C. (1992). Primary production in the glacial North Atlantic and North Pacific oceans. *Nature* 360, 249-251.
- Sbaffi, L., Wezel, F.C., Curzi, G. e Zoppi, U. (2004). Millennial- to centennial-scale palaeoclimatic variations during Termination I and the Holocene in the central Mediterranean Sea. *Global and Planetary Change* 40, 201-217.
- Schiebel, R., Schmuker, B., Alves, M. e Hemleben, C. (2002). Tracking the Recent and late Pleistocene Azores front by the distribution of planktic foraminifers. *Journal of Marine Systems*, 37, 213-227.
- Schwab, C., Kinkel, H., Weinelt, M. e Repschläger, J. (2012). Coccolithophore paleoproductivity and ecology response to deglacial and Holocene changes in the Azores Current System. *Paleoceanography*, doi:10.1029/2012PA002281, *in press*.
- Scott, D. B., Schafer, C. T. e Medioli, F. S. (2001). Monitoring in coastal environments using foraminifera and thecamoebian indicators. Cambridge University Press, 192 p.
- Sieger, R., Gersond, R., e Zielinski, U. (1999). A new extended software package for quantitative paleoenvironmental reconstructions. EOS, Transactions of the American Geophysical Union Electronic Suppl.
- Sigman, D. M. e Haug, G.H. (2003) The biological pump in the past. *In* Holland, H. D. e Turekian, K.K.(Eds), *Treatise on Geochemistry*, Vol 6: The oceans and the marine geochemistry. Elsevier Science, Oxford, 491-528.
- Skinner, L.C., Shackleton, N.J., e Elderfield H. (2003). Millennial-scale variability of deep-water temperature and $\delta^{18}\text{O}_{\text{dw}}$ indicating deep-water source variations in the Northeast Atlantic, 0-34 cal. ka BP. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 4(12), 1098, doi: 10.1029/2003GC000585.
- Stuiver, M. e Reimer, J.P. (1993). Extended ^{14}C database and revised CALIB 3.0 ^{14}C age calibration program. *Radiocarbon*, 35 (1), 215-230.

- Sun, X., Corliss, B.H., Brown, C.W. e Showers, W.J. (2006). The effect of primary productivity and seasonality on the distribution of deep-sea benthic foraminifera in the North Atlantic. *Seap-sea Research Part I*, 53, 28-47.
- Thornalley, D.J.R., Elderfield, H. e McCave, N. (2009). Holocene oscillations in temperature and salinity of the surface subpolar North Atlantic. *Nature*, 457, 711-714.
- Thurman, H.V. e Trujillo, A.P. (1999). Essentials of oceanography - Sixth edition. Prentice-Hall, New Jersey, 527 p.
- van Aken, H.M. (2001). The hydrography of the mid-latitude Northeast Atlantic Ocean – Part III: the subducted thermocline water mass. *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 48, 237-267.
- van Kreveld, S., Sarnthein, M., Erlenkeuser, H., Grootes, P.M., Jung, S., Nadeau, M.-J., Pflaumann, U., e Voelker, A. (2000). Potential links between surging ice sheets, circulation changes, and the Dansgaard-Oeschger cycles in the Irminger Sea, 60-18 kyr. *Paleoceanography*, 15(4), 425-442.
- Voelker, A.H.L., workshop.participants (2002). Global distribution of centennial-scale records for marine isotope stage (MIS) 3: a database. *Quaternary Science Reviews* 21, 1185-1214.
- Voelker, A.H.L. e de Abreu, L. (2011). A Review of Abrupt Climate Change Events in the Northeastern Atlantic Ocean (Iberian Margin): Latitudinal, Longitudinal, and Vertical Gradients. *Geophysical Monograph Series*, 193, 15-37.
- Voelker, A.H.L., Abreu, L., Schönfeld, J., Erlenkeuser, H. e Abrantes, F. (2009). Hydrographic conditions along the western Iberian margin during marine isotope stage 2. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, doi:10.1029/2009GC002605.
- Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Duplessy, J.-C., Guiot, J., Labracherie, M., Leclaire, H., e Duprat, J. (1998), Improving past sea surface temperature estimates based on planktonic fossil faunas, *Paleoceanography*, 13(3), 272-283.
- Waelbroeck, C., Mulitza, S., Spero, H., Dokken, T., Kiefer, T. e Cortijo, E. (2005). A global compilation of late Holocene planktonic foraminiferal $\delta^{18}\text{O}$: relationship between surfasse water temperature and $\delta^{18}\text{O}$. *Quaternary Science Reviews*, 24, 853-868.

- Wefer, G., Berger, W.H., Bijma, J. e Fischer, G. (1999). Clues to ocean history: a brief overview of proxies. *In* Fischer G. e Wefer G. (Eds). *Use of paleoceanography: Examples from south Atlantic*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 1-68.
- Weinelt, M., Rosell-Mele, A., Pflaumann, U., Sarnthein, M., Kiefer, T. (2003). Zur rolle der produktivitat im Nordostatlantik bei klimaänderungen in den letzten 80.000 jahren. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 154 (1), 47-66.
- Wells, N.C., Gould W.J. e Kemp, A.E.S. (1996). The role of ocean circulation in the changing climate. *In* Summerhayes, C.P. e Thorpe, S.A. (Eds). *Oceanography: An Illustrated Guide*. Manson Publishing, London, 41-58.
- Zaric, S., Donner, B., Fischer, G., Mulitza, S., e Wefer, G. (2005). Sensitivity of planktic foraminifera to sea surface temperature and export production as derived from sediment trap data. *Marine Micropaleontology*, 55(1-2), 75-105

ANEXOS

Tabela A 1 - Resultados da análise de abundância das espécies de foraminíferos plântonicos.

Profundidade (cm)	<i>G. aequilateralis</i> (%)	<i>G. bulloides</i> (%)	<i>G. calida</i> (%)	<i>G. conglobatus</i> (%)	<i>G. crassaformis</i> (%)	<i>G. digitata</i> (%)	<i>G. falconensis</i> (%)	<i>G. glutinata</i> (%)	<i>G. hirsuta</i> (%)	<i>T. humilis</i> (%)	<i>G. inflata</i> (%)	<i>P. obliquiloculata</i> (%)	<i>N. pachyderma sin.</i> (%)	<i>N. pachyderma dex.</i> (%)	<i>T. quinqueloba</i> (%)	<i>G. ruber pink</i> (%)	<i>G. ruber white</i> (%)	<i>G. rubescens</i> (%)	<i>G. sacculifer</i> (%)	<i>G. trilobus</i> (%)	<i>G. scitula</i> (%)	<i>G. tenella</i> (%)	<i>G. truncatulinoides</i> (%)	<i>O. universa</i> (%)
0-1	6,73	13,76	3,87	0,14	0,14	0,00	1,29	8,16	1,15	0,57	12,75	0,00	1,72	27,79	4,01	0,14	3,44	2,29	0,72	0,57	1,15	0,57	4,15	2,15
5-6	8,34	10,89	8,70	0,00	0,00	0,00	3,47	6,29	0,78	0,57	15,42	0,00	1,84	18,95	2,26	1,13	6,79	0,57	0,85	0,28	2,83	0,00	7,35	1,98
8-9	13,37	13,95	4,57	0,00	0,70	0,04	3,14	9,38	0,19	1,86	8,10	0,00	3,76	20,34	2,48	0,70	4,92	0,00	0,19	0,19	4,96	1,24	4,15	0,54
10-11	12,15	8,36	9,87	0,25	0,00	0,00	2,53	7,09	1,52	1,52	17,72	0,00	3,04	12,66	0,51	0,51	3,54	1,01	0,25	2,78	2,53	0,00	8,35	3,80
12-13	19,30	7,45	11,75	0,24	0,12	0,48	1,56	5,03	2,04	0,00	14,27	0,00	2,04	13,79	0,00	0,12	5,99	0,48	0,96	3,60	1,92	0,48	6,11	1,45
14-15	11,98	12,29	10,42	0,10	0,42	0,52	1,98	7,19	1,67	1,25	12,81	0,00	0,83	14,79	2,08	1,46	6,15	2,92	0,21	0,83	2,50	0,42	5,52	0,73
16-17	12,89	11,18	11,46	0,00	0,57	0,29	3,15	4,87	2,01	0,29	18,34	0,00	0,86	7,16	0,00	0,57	3,44	0,00	1,15	2,58	2,29	0,57	10,03	5,16
19-29	16,34	14,54	7,60	0,06	0,06	0,48	4,19	6,34	3,11	0,48	11,07	0,00	1,50	11,79	0,96	0,42	6,28	1,44	0,54	1,08	2,87	1,44	5,15	1,32
20-21	13,19	12,79	14,67	0,13	0,40	0,00	1,35	3,50	1,61	0,00	13,73	0,00	2,29	12,25	0,00	0,00	7,94	1,08	1,08	3,36	0,54	0,00	7,67	1,89
22-23	16,05	10,43	12,60	0,06	0,51	0,51	4,86	3,13	0,96	0,00	11,13	0,00	1,53	8,50	0,51	2,17	12,02	1,02	0,26	1,79	2,05	0,00	8,76	1,09
24-25	15,47	5,42	13,26	0,25	1,72	0,00	2,21	4,42	2,21	0,49	14,25	0,00	1,47	6,63	0,98	1,97	9,33	0,98	0,98	1,72	2,95	0,00	11,05	1,73
26-27	16,12	11,75	10,38	0,08	0,44	0,44	4,26	4,75	2,09	0,27	11,45	0,00	1,51	9,80	0,77	1,35	9,09	1,21	0,47	1,46	2,53	0,66	7,36	1,27
28-29	13,57	2,98	12,45	0,16	2,65	0,08	2,01	7,31	1,28	0,32	14,30	0,00	0,96	12,61	0,32	0,56	7,47	1,28	0,48	0,96	3,85	0,64	9,32	3,06
30-31	19,66	7,41	11,93	0,05	1,85	0,00	2,02	6,64	1,36	0,87	9,64	0,00	3,05	12,69	2,18	0,22	8,17	1,31	0,27	0,98	1,74	0,00	3,54	1,31
32-33	17,88	6,31	15,52	0,00	1,97	0,39	3,99	8,28	0,69	1,58	5,17	0,00	2,36	10,34	2,36	0,54	10,59	3,15	0,20	0,15	0,79	1,18	3,99	0,99
36-37	15,07	4,53	8,67	0,25	1,51	0,13	5,78	3,77	0,75	2,01	14,45	0,00	2,01	9,30	2,01	1,26	9,30	1,00	0,25	1,13	2,01	1,51	8,54	2,14
38-39	10,26	6,49	11,16	0,15	2,41	0,00	2,26	5,58	1,66	0,90	14,78	0,00	1,36	10,26	2,11	1,81	12,67	0,90	0,00	0,90	0,90	0,90	8,75	3,02
40-41	11,68	8,04	12,52	0,00	1,21	0,00	4,77	6,45	0,28	0,37	8,60	0,00	3,36	13,36	2,62	1,40	12,05	1,50	0,28	0,47	2,62	0,75	5,61	1,22
42-43	14,09	9,99	5,33	0,00	0,55	0,55	5,20	6,29	1,50	0,55	17,78	0,00	1,23	9,71	0,00	1,50	11,08	1,09	0,96	0,41	2,19	0,55	5,47	2,33
46-47	15,74	4,97	8,33	0,00	2,44	0,00	3,28	9,85	0,42	1,35	8,75	0,00	7,83	13,80	3,37	0,93	9,60	2,02	0,34	0,67	0,34	0,67	3,20	0,84
48-49	11,85	8,13	10,50	0,00	3,13	0,08	4,66	8,21	1,10	0,34	8,47	0,00	3,73	16,76	5,08	0,51	7,87	0,34	0,08	0,42	1,35	0,68	4,49	1,44
50-51	10,66	5,97	3,52	0,00	0,05	0,00	5,48	7,02	0,69	1,07	8,98	0,00	2,14	27,03	3,22	0,13	12,16	2,14	0,03	0,03	2,68	0,00	2,21	0,42
52-53	10,70	5,51	15,76	0,00	2,24	0,06	4,23	8,71	0,51	1,54	8,07	0,00	5,12	16,98	5,64	0,26	5,77	2,05	0,13	0,06	2,56	0,00	2,43	1,03
54-55	10,06	5,89	16,01	0,00	2,55	0,57	6,80	9,64	0,35	0,57	4,75	0,00	7,37	16,93	2,83	0,71	5,11	1,70	0,07	0,07	0,57	1,13	3,83	1,35
56-57	7,91	12,49	12,61	0,00	2,47	0,00	2,10	8,03	1,85	0,00	6,80	0,00	6,18	16,93	1,98	0,00	8,40	0,99	0,12	0,49	0,99	0,00	6,55	2,35
58-59	11,25	13,99	8,81	0,00	1,22	0,00	4,25	4,25	2,43	0,00	17,63	0,00	2,13	8,51	0,30	0,91	8,51	0,00	0,00	0,61	0,30	1,22	8,81	3,95
60-61	8,17	18,12	7,81	0,00	1,78	0,00	1,78	3,91	1,95	0,36	17,58	0,18	2,66	12,96	1,78	0,89	6,75	0,36	0,00	0,00	1,42	0,53	6,75	3,55
62-63	12,87	12,46	16,27	0,00	2,45	0,00	4,79	7,45	0,96	0,00	7,13	0,00	6,28	15,63	0,43	0,21	3,83	0,43	0,00	0,00	1,28	0,00	4,68	1,81

Profundidade (cm)	<i>G. aequilateralis</i> (%)	<i>G. bulloides</i> (%)	<i>G. calida</i> (%)	<i>G. conglobatus</i> (%)	<i>G. crassaformis</i> (%)	<i>G. digitata</i> (%)	<i>G. falconensis</i> (%)	<i>G. glutinata</i> (%)	<i>G. hirsuta</i> (%)	<i>T. humilis</i> (%)	<i>G. inflata</i> (%)	<i>P. obliquiloculata</i> (%)	<i>N. pachyderma sin.</i> (%)	<i>N. pachyderma dex.</i> (%)	<i>T. quinqueloba</i> (%)	<i>G. ruber pink</i> (%)	<i>G. ruber white</i> (%)	<i>G. rubescens</i> (%)	<i>G. sacculifer</i> (%)	<i>G. trilobus</i> (%)	<i>G. scitula</i> (%)	<i>G. tenella</i> (%)	<i>G. truncatulinoides</i> (%)	<i>O. universa</i> (%)
64-65	9,20	21,71	8,21	0,00	2,04	0,06	3,64	6,34	0,50	0,00	7,44	0,00	6,72	18,51	4,41	0,11	3,64	0,00	0,00	0,00	3,09	0,44	2,64	0,77
66-67	14,27	13,37	7,86	0,09	1,72	0,00	2,71	9,30	0,45	0,36	5,69	0,00	7,32	17,79	3,25	0,09	5,51	0,72	0,00	0,00	1,90	2,17	3,25	1,18
68-69	7,14	20,99	8,03	0,00	1,12	0,22	2,01	5,58	0,45	0,00	16,07	0,00	4,02	9,82	2,01	0,22	10,27	0,00	0,22	0,00	1,56	0,22	4,24	4,47
70-71	7,81	22,10	8,94	0,00	2,26	0,00	2,06	6,17	0,21	0,41	8,74	0,00	8,22	17,06	3,70	0,10	4,83	1,23	0,00	0,51	1,23	0,00	2,06	1,54
72-73	8,02	9,78	7,93	0,00	3,35	0,09	0,53	8,19	0,00	0,00	11,98	0,00	9,51	21,06	4,58	0,18	5,55	0,00	0,00	0,62	1,76	0,97	3,26	0,88
74-75	10,12	13,28	6,91	0,07	2,51	0,00	2,93	4,26	0,70	0,56	6,36	0,00	10,61	17,10	3,35	0,00	9,56	1,12	0,07	0,07	3,42	0,00	1,75	1,33
76-77	8,44	21,63	6,83	0,00	0,40	0,08	2,65	6,59	1,45	0,32	13,43	0,00	6,51	15,67	0,64	0,48	6,19	0,96	0,08	0,16	0,96	0,00	4,02	1,13
78-79	11,27	19,17	4,94	0,09	0,43	0,09	2,25	5,38	1,13	0,69	13,36	0,00	10,58	15,87	1,73	0,09	3,38	0,00	0,17	0,00	0,69	0,00	4,16	2,78
80-81	9,40	18,72	5,22	0,00	0,75	0,08	1,61	9,52	0,12	0,00	8,99	0,00	15,98	15,61	1,32	0,04	3,44	0,00	0,04	0,08	2,65	0,00	2,77	0,79
82-83	9,41	20,33	3,53	0,00	0,49	0,00	0,05	4,65	0,54	0,00	8,38	0,00	17,00	15,82	7,45	0,05	5,10	0,78	0,00	0,00	1,96	0,39	1,81	0,93
84-85	14,67	15,12	2,82	0,06	0,28	0,00	1,72	6,09	1,61	0,89	8,97	0,00	12,96	15,45	7,97	0,00	1,94	0,89	0,00	0,06	2,21	0,00	3,21	0,89
86-87	8,72	19,28	4,39	0,00	0,39	0,00	2,89	5,25	1,51	0,00	7,54	0,00	14,75	20,20	4,46	0,26	2,16	0,52	0,00	0,07	2,62	0,00	1,38	0,79
90-91	9,89	27,45	4,76	0,00	0,10	0,00	0,57	8,37	0,43	0,00	10,61	0,00	12,32	13,94	2,28	0,00	0,52	0,38	0,38	0,10	1,14	0,00	4,90	0,91
92-93	9,60	29,05	4,93	0,00	0,36	0,12	0,36	6,12	0,84	0,24	14,77	0,00	8,16	10,32	1,20	1,20	3,24	0,48	0,00	0,36	3,84	0,24	2,52	1,80
94-95	3,89	15,35	4,64	0,00	0,06	0,00	0,47	9,17	0,17	0,00	3,56	0,00	20,98	19,38	11,93	0,00	1,33	1,33	0,44	0,00	2,65	0,88	0,77	0,61
96-97	6,30	14,96	4,30	0,00	0,04	0,07	0,04	6,69	0,32	0,00	7,16	0,00	24,16	17,00	9,16	0,00	2,65	0,57	0,57	0,00	1,15	0,00	1,79	0,50
98-99	5,74	17,51	5,24	0,00	0,00	0,06	1,02	9,09	0,28	0,00	8,02	0,00	12,51	16,20	13,64	0,00	2,10	0,45	0,00	0,11	2,27	0,00	1,53	1,08
100-101	5,68	21,28	3,56	0,00	0,00	0,00	0,15	9,33	0,05	0,00	5,34	0,00	12,10	19,01	9,88	0,05	3,95	0,00	0,00	0,05	4,35	0,40	1,93	0,69
102-103	5,12	18,17	4,44	0,00	0,02	0,02	0,53	9,20	0,16	0,00	5,61	0,00	15,10	18,25	11,72	0,02	2,52	0,57	0,14	0,05	3,15	0,43	1,43	0,79
104-105	3,52	18,85	7,05	0,00	0,00	0,41	0,82	6,64	0,33	0,00	6,39	0,00	23,11	19,26	5,90	0,00	0,74	0,00	0,08	0,00	2,62	0,00	1,31	0,49
106-107	0,62	26,44	3,82	0,00	0,00	0,07	0,00	5,62	0,00	0,00	9,30	0,00	24,08	19,57	4,44	0,00	0,97	0,56	0,00	0,00	1,11	0,00	1,04	0,35
108-109	2,84	23,58	6,16	0,00	0,09	0,00	0,00	5,11	0,00	0,00	11,84	0,00	13,82	24,24	0,76	0,09	2,46	0,00	0,00	0,00	2,27	3,03	1,80	1,14
110-111	4,67	17,87	3,51	0,00	0,00	0,00	0,23	6,54	0,47	0,00	13,32	0,00	7,24	16,35	15,42	0,00	1,17	0,47	0,00	0,00	5,61	0,00	0,35	1,05
112-113	6,23	28,97	7,80	0,00	0,00	0,00	0,62	9,03	0,31	0,00	23,05	0,00	2,49	12,77	1,56	0,00	2,80	0,00	0,00	0,00	1,56	0,00	0,00	2,18
114-115	7,54	15,32	9,81	0,00	0,00	0,50	0,00	6,78	0,25	0,00	22,86	0,00	3,52	22,61	2,51	0,00	3,27	0,50	0,00	0,00	0,50	0,00	0,50	1,26
116-117	6,85	19,51	5,81	0,00	0,00	0,07	0,70	6,36	1,12	0,00	8,88	0,00	13,98	26,99	3,36	0,00	2,24	0,00	0,00	0,00	2,80	0,00	0,14	0,63
118-119	6,24	15,96	5,33	0,00	0,00	0,55	0,92	6,42	0,92	0,37	20,18	0,00	7,52	24,22	4,77	0,18	2,20	0,00	0,00	0,00	0,73	0,00	0,55	1,66
119-120	4,35	7,29	3,41	0,00	0,00	0,00	1,44	5,49	0,02	0,00	5,56	0,00	21,91	34,49	5,02	0,00	4,15	0,72	0,00	0,36	2,51	0,36	0,04	0,27

Tabela A 2 - Resultados da contagem do total de foraminíferos plantônicos e bêmicos.

Profundidade (cm)	Nº de forams plantônicos/gr	Nº de forams bêmicos/gr
0-1	11661	17
5-6	31615	380
8-9	81114	1603
10-11	13037	0
12-13	9773	47
14-15	26178	300
16-17	9506	54
19-29	20868	125
20-21	11241	106
22-23	27991	286
24-25	4639	34
26-27	40412	322
28-29	8141	13
30-31	11293	55
32-33	22311	88
36-37	9638	73
38-39	14268	86
40-41	14387	0
42-43	7289	20
46-47	24234	326
48-49	19763	100
50-51	30433	342
52-53	15354	79
54-55	9744	14
56-57	9111	56
58-59	12992	39
60-61	14825	132
62-63	6935	22
64-65	7933	92
66-67	21834	79
68-69	8666	97
70-71	10031	62
72-73	20337	18
74-75	5565	39
76-77	10973	79
78-79	16716	14
80-81	14890	6
82-83	20156	20
84-85	15614	156
86-87	18098	47
90-91	11497	137
92-93	15925	153
94-95	12467	69
96-97	14634	21
98-99	12004	171
100-101	9958	162
102-103	31330	381
104-105	12480	0
106-107	9990	0
108-109	11870	112
110-111	20318	451
112-113	7083	66
114-115	10854	109
116-117	11886	133
118-119	10487	58
119-120	31053	689

Tabela A 3 - Resultados da função transferência SIMMAX

Profundidade (cm)	SST de Verão	SST de Inverno	Pexp de Verão
0-1	18,2	13,3	95,2
5-6	19,9	14,7	42,9
8-9	19,1	14,3	92,3
10-11	20	14,9	46,2
12-13	20,4	15,8	61,4
14-15	19,7	14,8	72,1
16-17	20,2	15,5	62
19-29	19,9	15,1	66,4
20-21	20,4	15,7	63,1
22-23	21,4	16,9	42,4
24-25	21,7	16,8	32,6
26-27	20,1	14,8	31,5
28-29	21,4	16,8	45,8
30-31	21,2	17,1	50,7
32-33	21,7	17,1	41,4
36-37	21,5	16,8	36,3
38-39	21,6	16,8	37,6
40-41	20,1	14,8	31,7
42-43	21,4	16,6	38,6
46-47	21,5	17,4	60,6
48-49	20,3	16,1	73,6
50-51	20,2	14,9	65,9
52-53	20,4	15,3	58,1
54-55	20,1	15,6	72,6
56-57	19,7	14,8	62,8
58-59	20,6	15,9	50,5
60-61	19,7	14,8	67,2
62-63	19,7	14,9	70,3

Profundidade (cm)	SST de Verão	SST de Inverno	Pexp de Verão
64-65	19,6	14,8	75,5
66-67	19,8	15,1	71,2
68-69	20,1	14,8	33,3
70-71	19,7	14,9	76,4
72-73	19,3	14	66,7
74-75	19,6	14,9	70,3
76-77	19,6	14,9	73,1
78-79	19,5	14,7	77,3
80-81	19,3	14,6	81
82-83	17,5	12,8	71,7
84-85	18,8	14,1	81,4
86-87	18,2	13,6	75
90-91	19,8	15,3	89,1
92-93	19,8	15,1	89,2
94-95	10	6,2	77
96-97	13,8	9,3	87,7
98-99	11,1	7,4	74,3
100-101	16,7	12,2	66,9
102-103	16,2	11,8	59,1
104-105	17	12,3	68
106-107	17,5	12,8	71,9
108-109	18,5	13,5	83,4
110-111	16,7	12,3	93,1
112-113	19,5	14,7	86,6
114-115	19,7	14,5	54,7
116-117	17,9	13,1	79
118-119	18,7	13,8	86,7
119-120	11,3	6,9	89,7

Tabela A4 – Resultados estatísticos da análise factorial *Q-mode* com rotação VARIMAX.

Profundidade (cm)	Comunalidade	Factor 1	Factor 2	Factor 3	Factor 4
0-1	0,97	0,51	-0,63	-0,28	-0,49
5-6	0,99	0,72	-0,49	-0,34	-0,35
8-9	0,93	0,64	-0,65	-0,22	-0,24
10-11	0,95	0,79	-0,38	-0,37	-0,21
12-13	0,95	0,87	-0,34	-0,23	-0,13
14-15	0,98	0,78	-0,47	-0,33	-0,20
16-17	0,95	0,80	-0,26	-0,49	-0,05
19-29	0,96	0,78	-0,46	-0,36	-0,05
20-21	0,96	0,82	-0,39	-0,36	-0,07
22-23	0,98	0,90	-0,30	-0,27	0,04
24-25	0,97	0,93	-0,19	-0,25	0,00
26-27	0,99	0,87	-0,37	-0,32	0,00
28-29	0,97	0,91	-0,26	-0,18	-0,21
30-31	0,97	0,89	-0,41	-0,12	-0,05
32-33	0,97	0,92	-0,36	0,01	0,04
36-37	0,95	0,91	-0,25	-0,23	-0,11
38-39	0,95	0,88	-0,29	-0,28	-0,15
40-41	0,97	0,86	-0,45	-0,12	-0,11
42-43	0,94	0,81	-0,31	-0,41	-0,14
46-47	0,96	0,82	-0,53	-0,01	-0,10
48-49	0,98	0,79	-0,55	-0,10	-0,21
50-51	0,94	0,65	-0,53	-0,03	-0,48
52-53	0,95	0,78	-0,55	0,01	-0,21
54-55	0,94	0,76	-0,58	0,07	-0,14
56-57	0,95	0,71	-0,62	-0,17	-0,14
58-59	0,98	0,77	-0,35	-0,51	-0,06
60-61	0,99	0,64	-0,49	-0,56	-0,16
62-63	0,94	0,76	-0,58	-0,15	-0,05

Profundidade (cm)	Comunalidade	Factor 1	Factor 2	Factor 3	Factor 4
64-65	0,96	0,51	-0,76	-0,34	-0,11
66-67	0,97	0,67	-0,70	-0,13	-0,11
68-69	0,96	0,60	-0,52	-0,57	-0,05
70-71	0,97	0,50	-0,76	-0,37	-0,08
72-73	0,98	0,60	-0,71	-0,16	-0,31
74-75	0,96	0,61	-0,75	-0,14	-0,10
76-77	0,98	0,55	-0,66	-0,48	-0,12
78-79	0,98	0,54	-0,71	-0,42	-0,09
80-81	0,97	0,45	-0,83	-0,28	-0,01
82-83	0,98	0,39	-0,87	-0,28	0,01
84-85	0,93	0,51	-0,79	-0,22	-0,03
86-87	0,99	0,40	-0,87	-0,25	-0,11
90-91	0,98	0,39	-0,77	-0,48	0,05
92-93	0,99	0,42	-0,66	-0,62	0,06
94-95	0,98	0,25	-0,95	-0,04	-0,07
96-97	0,95	0,29	-0,92	-0,10	-0,01
98-99	0,94	0,36	-0,86	-0,23	-0,10
100-101	0,97	0,34	-0,88	-0,25	-0,10
102-103	0,97	0,32	-0,91	-0,18	-0,09
104-105	0,97	0,26	-0,94	-0,16	-0,04
106-107	0,97	0,16	-0,92	-0,32	-0,03
108-109	0,96	0,33	-0,82	-0,37	-0,22
110-111	0,88	0,34	-0,76	-0,37	-0,22
112-113	0,97	0,43	-0,54	-0,69	-0,13
114-115	0,97	0,56	-0,55	-0,44	-0,40
116-117	0,98	0,38	-0,85	-0,22	-0,26
118-119	0,98	0,46	-0,67	-0,40	-0,40
119-120	0,95	0,30	-0,84	0,10	-0,38