



Universidade do Estado do Rio de Janeiro

Centro de Tecnologia e Ciências

Faculdade de Geologia

Ulisses Dardon Barbosa Lima

**Evolução paleoambiental da margem continental NW Ibérica desde o
último máximo glacial**

Rio de Janeiro

2016

Ulisses Dardon Barbosa Lima

Evolução paleoambiental da margem continental NW Ibérica desde o último máximo glaciário

Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração : Análise de Bacias

Orientadora: Prof.^a Dr.^a. Maria Virgínia Alves Martins

Rio de Janeiro

2016

CATALOGAÇÃO NA FONTE
UERJ / REDE SIRIUS / BIBLIOTECA CTC/C

L732 Lima, Ulisses Dardon Barbosa.
Evolução paleoambiental da margem continental NW
Ibérica desde o último máximo glaciário / Ulisses Dardon
Barbosa Lima. – 2016.
122 f. : il.

Orientadora: Maria Virgínia Alves Martins.
Dissertação (Mestrado) - Universidade do Estado do Rio de
Janeiro, Faculdade de Geologia.
Bibliografia.

1. Paleoceanografia – Teses. 2. Geoquímica – Teses. 3.
Sedimentologia – Teses. 4. Paleoclimatologia – Teses. I.
Martins, Maria Virgínia Alves. II. Universidade do Estado do
Rio de Janeiro. Faculdade de Geologia. III. Título.

CDU 551.461.8

Autorizo, apenas para fins acadêmicos e científicos, a reprodução total ou parcial desta
dissertação, desde que citada a fonte.

Assinatura

Data

Ulisses Dardon Barbosa Lima

**Evolução paleoambiental da margem continental NW Ibérica desde o último
máximo glacial**

Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração : Análise de Bacias

Aprovada em 12 de setembro de 2016.

Banca Examinadora:

Prof.^a Dr.^a. Maria Virgínia Alves Martins (Orientadora)
Departamento de Estratigrafia e Paleontologia-UERJ

Prof.^a Dr.^a. Maria Antonieta da Conceição Rodrigues
Departamento de Estratigrafia e Paleontologia -UERJ

Prof.^a Dra. Claudia Gutterres Vilela
Departamento de Geologia-Universidade Federal do Rio de Janeiro

Rio de Janeiro

2016

DEDICATÓRIA

Dedico este trabalho ao meu filho e minha esposa, Conrado e Aline, pelo apoio e força.
Possibilitando a concretização dos meus sonhos.

AGRADECIMENTOS

Ao Professor Dr. Egberto Pereira, do Departamento de Estratigrafia e Paleontologia, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (DEPA/UERJ), pelo apoio e auxílio nas análises isotópicas em carapaças de foraminíferos nos *cores (cores)* PC 7-1 e KSGX40.

Às Professoras Lélia Maria de Araujo Kalil Thiago do Departamento de Estratigrafia e Paleontologia, da Faculdade de Geologia, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro – UERJ, pela amizade e todo o apoio institucional concedido.

Ao Professor Dr. João Manuel Alveirinho Dias, do Centro de Investigação CIMA, da Universidade do Algarve (Portugal), pela cedência das amostras dos testemunhos (*cores*) KSGX40 e KSGX24.

Ao Professor Dr. Daniel Rey, do GEOMA, Dpto. Geociencias Marinas y O.T., da Universidade de Vigo (Espanha) pelas amostras do *core* PC7-1 e maior parte das datações de radiocarbono efetuadas neste *core*.

À Professora Dra. Belén Rubio, do GEOMA, Dpto. Geociencias Marinas y O.T., da Universidade de Vigo (Espanha), pelos dados isotópicos em matéria orgânica, no *core* KSGX 24.

Ao Professor Dr. Fernando Rocha, da Unidade de Investigação GeoBioTec, Departamento de Geociências, da Universidade de Aveiro (Portugal), pelo suporte financeiro para as datações de radiocarbono usadas nos *cores* KSGX40 e KSGX24.

A toda a equipe do Laboratório de Estratigrafia Química e Geoquímica Orgânica, da Faculdade de Geologia, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ), e em especial ao Sr. Nelson José de Carvalho Marques pelas análises isotópicas realizadas nos *cores* PC 7-1 e KSGX40.

À Fundação Carlos Chagas Filho de Amparo à Pesquisa do Estado do Rio de Janeiro – FAPERJ, pela bolsa concedida, o que tornou possível a realização desta dissertação.

Ao Laboratório de Micropaleontologia, ao Programa de Pós-graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis e ao Departamento de Estratigrafia e Paleontologia, da Faculdade de Geologia, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro – UERJ, que proporcionaram os meios para a realização deste trabalho e contribuíram para o meu desenvolvimento acadêmico e científico.

Toda a nossa ciência, comparada com a realidade, é primitiva e infantil, no entanto, é a coisa mais preciosa que temos.

Albert Einstein

RESUMO

LIMA, Ulisses Dardon Barbosa. **Evolução paleoambiental da margem continental NW Ibérica desde o último máximo glacial**. 2016. 122 f. Dissertação (Mestrado em Análise de Bacias e Faixas Móveis) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2016.

Este trabalho visa contribuir para o conhecimento da evolução paleoambiental da Margem Continental NW Ibérica desde a última glaciação. Baseia-se no estudo de resultados de isótopos estáveis adquiridos em três *cores* (PC7-1, KSGX 40 e KSGX 24), coletados ao largo da Galiza (N de Espanha). Estes resultados foram confrontados com dados microfaunais (foraminíferos) e sedimentológicos previamente adquiridos. De acordo com os dados obtidos, verificou-se que os fenômenos hidrográficos sofreram mudanças consideráveis na Margem Continental NW Ibérica, ao largo da Galiza, desde a última Glaciação. Estas alterações poderão ter sido influenciadas tanto por mudanças climáticas, como por variações do nível eustático do mar e outros fenômenos regionais. Durante a última glaciação o local de estudo recebeu a contribuição de águas provenientes do degelo de icebergues e plataformas geladas, de regiões situadas a norte, que causaram alterações significativas nos parâmetros físico-químicos da água superficial do oceano e de forma particular, da temperatura. Verificaram-se mudanças significativas da paleoprodutividade biológica e no fluxo de matéria orgânica para o ambiente sedimentar durante o Pleistoceno terminal e o Holoceno tanto na região distal da Margem Continental Ibérica como em regiões localizadas próximo do continente.

Palavras-chave: Micropaleontologia. Foraminíferos. Geoquímica. Paleoceanografia. Paleoambiente. Paleoclima.

ABSTRACT

LIMA, Ulisses Dardon Barbosa. **Paleoenvironmental evolution of the NW Iberian continental margin from the last glacial maximum**. 2016. 122 f. Dissertação (Mestrado em Análise de Bacias e Faixas Móveis) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2016.

This work aims to contribute to the knowledge of the paleoenvironmental evolution of NW Iberian Continental Margin since the Last Glaciation. It is based on study results of stable isotopes acquired three witnesses (PC7-1, KSGX 40 and KSGX 24), collected off the Galician coast (N Spain). These results were compared with microfaunal (foraminifera) and sedimentological data previously acquired. According to the obtained results, it was found that significant changes of hydrographic conditions occurred at the NW Iberian Continental Margin off the coast of Galicia, since the last glaciation. These changes may have been influenced both by climate change, changes in eustatic sea level and other regional phenomena. During the last glaciation the studied area received the contribution of water from the melting of icebergs and ice shelves, from zones situated to the north, which caused significant changes in the physicochemical parameters of surface oceanic water and particularly, the temperature. There were significant changes of biological paleoproductivity and organic matter flow to the sedimentary environment during the terminal Pleistocene and Holocene both in the distal region of the Iberian Continental Margin as in regions localized near the continent.

Keywords: Micropaleontology. Foraminifera. Geochemistry. Paleoceanography.
Paleoenvironment. Paleoclimate.

SUMÁRIO

	INTRODUÇÃO.....	13
1	OBJETIVO DO TRABALHO.....	14
1.1	Breve Panorama deste trabalho.....	16
1.2	A importância dos estudos paleoclimáticos.....	17
1.3	A Evolução do Clima desde o Pré Cambriano.....	20
1.4	Eventos Heinrich.....	21
1.5	O Clima no Final do Pleistoceno e no Holoceno.....	23
1.6	Métodos de Estudo da Reconstrução Paleoclimática.....	26
1.6.1	Sedimentos Terrestres.....	26
1.6.2	Sedimentos Marinhos.....	27
1.6.3	Isótopos Estáveis e Estratigrafia Química.....	28
1.6.4	Isótopos Instáveis e Métodos de datação absoluta.....	33
1.6.5	Indicadores Biológicos.....	34
1.6.5.1	<i>Foraminíferos.....</i>	34
2	ENQUADRAMENTO E GEOLOGIA DA ÁREA ESTUDADA.....	40
2.1	Geologia da região continental NW Ibérica.....	42
2.2	Geologia da região continental NW Ibérica.....	43
2.3	Clima no NW Peninsular.....	45
2.4	Massas de Água na Margem Continental NW Ibérica	46
2.5	Regime oceanográfico de Verão e de Inverno na Margem Continental NW Ibérica.....	49
2.6	Sedimentação na Margem Continental NW Ibérica.....	52
3	ESTUDO DO CORE PC7-1.....	57
3.1	Introdução.....	57
3.2	Materiais e Métodos.....	57
3.2.1	Isótopos estáveis de carbono e oxigênio.....	58
3.2.2	Foraminíferos planctônicos.....	60
3.2.3	Temperatura superficial do mar do verão (SSTsu).....	61

3.2.4	Modelo de idades do Core PC 7-1.....	61
3.2.5	A análise estatística.....	62
3.3	Resultados Obtidos no Core PC7-1.....	62
3.3.1	Associações de foraminíferos planctônicos.....	65
3.3.2	SSTsu ao longo do core PC 7-1.....	67
3.3.3	Resultados da análise estatística.....	68
3.4	DISCUSSÃO DOS RESULTADOS PC7-1.....	70
3.4.1	Características das associações de foraminíferos planctônicos.....	72
3.4.2	Relações de δO_{18} e associações de foraminíferos planctônicos.....	73
3.4.3	Relações de δC_{13} e associações de foraminíferos planctônicos.....	76
3.5	Conclusões referentes ao core PC7-1.....	78
4	ESTUDO DO CORE OMEX KSGX 40.....	79
4.1	Introdução.....	79
4.2	Métodos Aplicados ao Estudo do Core KSGX 40.....	79
4.2.1	O estudo micropaleontológico de foraminíferos bentônico.....	80
4.3	Resultados obtidos no core OMEX KSGX 40.....	82
4.3.1	Datações de C^{14}	82
4.3.2	Taxa de acumulação de sedimentos.....	83
4.3.3	Textura do Sedimento.....	84
4.3.4	Composição mineralógica da fração fina (<63 μm) dos sedimentos.....	84
4.3.5	Resultados geoquímicos.....	85
4.3.6	Associações de foraminíferos bentônico.....	85
4.4	Discussão dos resultados KSGX 40.....	87
4.5	Conclusões referente ao core KSGX 40.....	91
5	ESTUDO DO CORE OMEX KSGX 24.....	92
5.1	Introdução.....	92
5.2	Metodologia aplicada ao estudo do core KSGX 24.....	93
5.3	Resultados obtidos no core KSGX 24.....	94
5.3.1	Modelo de idade.....	95
5.3.2	Taxa acumulação de sedimentos.....	96
5.3.3	Granulometria dos sedimentos e teores de carbonato de cálcio.....	96
5.3.4	Composição mineralógica.....	97

5.3.5	Composição das associações de foraminíferos bentônicos.....	97
5.3.6	Resultados de isótopos estáveis.....	99
5.4	Discussão dos Resultados no core KSGX 24	100
5.5	Conclusões referentes ao core KSGX 24	102
	CONCLUSÕES GERAIS	103
	REFERÊNCIAS	104
	APÊNDICE – Artigo: <i>Three Dimensional Models of Pyrgo Depressa (D'orbigny, 1826) (Foraminifera) Performed with Microtomography Techniques</i>	122

INTRODUÇÃO

Conhecer a dinâmica do planeta no passado é importante pois é através dela que se pode entender a evolução da natureza, permitindo que todo o espaço que o homem viria a habitar fosse construído. Torna-se também mais fácil prever reações futuras que o planeta possa vir a ter, quer seja pela influência antrópica ou não.

Compreender o clima é, nesse contexto, de fundamental importância pela influência de todos os aspetos do meio natural, desde as características geomorfológicas da paisagem até às pedológicas e biológicas (GRAY, 2004; CARVALHO e CRUZ, 2008; DANTAS *et al.*, 2008).

1 OBJETIVO DO TRABALHO

Este trabalho pretende contribuir para o estudo de mudanças paleoceanográficas que terão ocorrido na Margem Continental NW Ibérica desde o Pleistoceno terminal, condicionadas por mudanças climáticas.

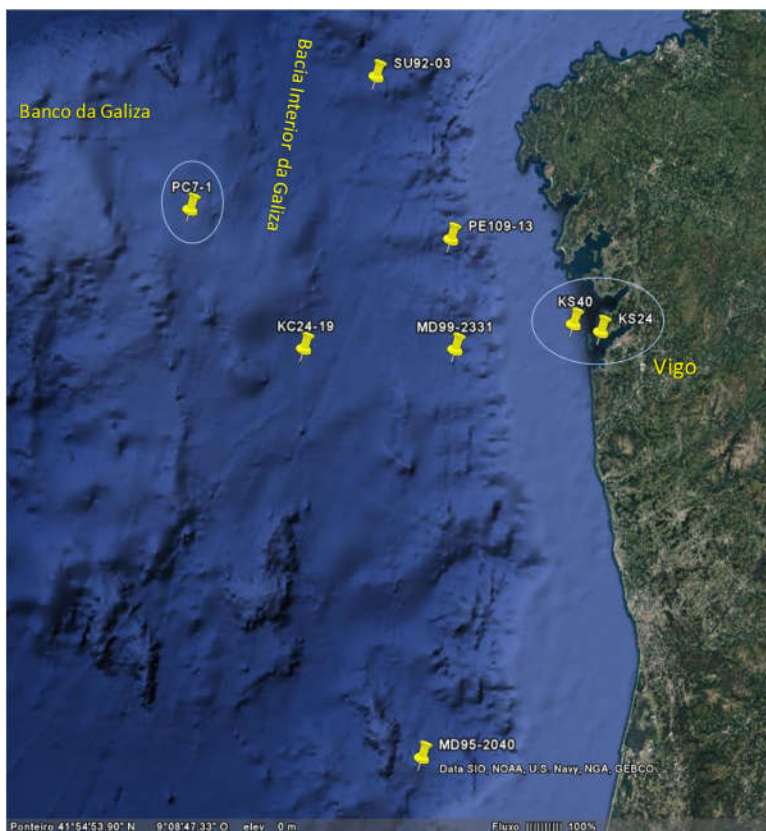
Baseia-se no estudo de dados de isótopos estáveis obtidos no *core* (testemunho) PC7-1, nos *cores* OMEX (Ocean Margin Exchange Project) KSGX 40 e KSGX 24, coletados na Margem Continental NW Ibérica, ao largo da Galiza (Espanha; NO Península Ibérica; Figura 1).

Figura 1- Localização de coleta dos *cores*.

A



B



Legenda: A - Localização da área de estudo na Margem NW Ibérica; B - *cores* estudados, assinalados com contorno azul, também se localizam outros *cores*, cujos resultados são confrontados com os deste trabalho.

Fonte: Modificado de Google Earth.

1.1 Breve Panorama deste trabalho.

O *core* PC7-1 foi obtido no talude continental próximo ao Banco da Galiza (Espanha; NO Península Ibérica), numa região de transição para a Planície Abissal Ibérica. Nele foram analisadas as alterações na composição isotópica (isótopos de oxigênio e de carbono) em carapaças de *Globigerina bulloides*, uma espécie de foraminífero planctônico que vive nos primeiros 50 m do oceano superficial. Considerando que esta espécie calcifica a sua testa em equilíbrio isotópico com a água do mar, pretendeu-se identificar alterações isotópicas do oceano superficial em resposta a alterações climáticas desde a última glaciação.

Os resultados isotópicos obtidos foram confrontados com dados microfaunais cedidos pela Prof. Dra. Maria Virgínia Alves Martins, tendo em vista uma compreensão mais ampla das mudanças paleoclimáticas e paleoceanográficas que terão ocorrido na Margem Continental NW Ibérica nos últimos ≈ 52.000 anos. O modelo de idades deste *core* baseia-se em 8 datações de radiocarbono.

No *core* PC7-1 a taxa de acumulação de sedimentos é relativamente baixa durante os últimos 40.000 anos, em especial durante o Holoceno, por se localizar numa área distante do continente. Por essa razão foram estudados *cores* com localização mais próxima do continente, onde a taxa de acumulação de sedimentos é mais elevada, permitindo uma melhor discriminação de eventos paleoclimáticos e paleoceanográficos ocorridos durante o Holoceno, os *cores* KSGX 40 e KSGX 24.

O *core* KSGX 40, coletado no Depósito Lodoso da Galiza, constitui um registro potencialmente contínuo da sedimentação, na plataforma externa ao largo de Vigo (Espanha). Nele foram estudados isótopos estáveis em carapaças de *Noniun fabum* uma espécie bentônica de foraminífero. Foi selecionada esta espécie por ser abundante e estar presente em todos os níveis do *core*.

O objetivo do estudo do *core* KSGX 40 foi identificar mudanças nas condições hidrográficas em função de oscilações climáticas ocorridas nos últimos 5500 anos BP, com influência na deposição de matéria orgânica e nas condições redox no sedimento. O modelo de idades deste *core* baseia-se em cinco datações de radiocarbono obtidas em carapaças de foraminíferos, duas delas, recentemente adquiridas. Os resultados dos isótopos estáveis são

confrontados com dados previamente obtidos e analisados por Martins *et al.* (2007a, 2006 a, b, 2005).

Com o estudo do *core* KSGX 24, pretendeu-se identificar variações do fluxo de matéria orgânica para o ambiente bentônico no setor externo da Ria de Vigo, uma zona de transição da Margem Contiental NW Ibérica. Para o efeito, os resultados isotópicos são confrontados com variações texturais, mineralógicas, geoquímicas e microfaunais (foraminíferos) obtidos e analisados por Martins *et al.* (2013b, 2011, 2007b).

As metodologias aplicadas a cada um dos testemunhos estudados foram adaptadas em função do seu contexto deposicional. Os foraminíferos plactônicos são mais abundantes em águas distantes de áreas continentais do que em águas costeiras. Por esta razão este grupo foi usado no estudo do *core* PC7-1. Em águas mais rasas são mais abundantes os foraminíferos bentônicos. Foram por isso usados indicadores (*proxies*) paleoambientais baseados neste grupo para estudo dos *cores* KSGX40 e KSGX24. Em complementaridade foram usados também nestes testemunhos dados sedimentológicos reveladores das características do ambiente sedimentar povoado por estes organismos.

Por isso esta dissertação inclui além de um capítulo introdutório geral, capítulos que correspondem ao estudo de cada *core*, onde são apresentados objetivos específicos, métodos, resultados, discussão de resultados e conclusões. O último capítulo desta dissertação integra uma conclusão geral do estudo realizado.

1.2 A importância dos estudos paleoclimáticos

O clima da Terra nunca foi constante e durante o Plioceno e Pleistoceno superior, a expansão cíclica das geleiras ocorreu em áreas localizadas em latitudes médias, que atualmente estão deglaciadas (ANDERSON e BORNS Jr., 1994).

Durante as glaciações, nas fases mais frias, as calotas se expandiram em áreas como a América do Norte e Europa do Norte e grande parte na região norte, do Atlântico Norte ficou coberta por gelo marinho e plataformas de gelo (ANDERSON e BORNS Jr., 1994). Nos períodos interglaciais as condições foram mais quentes e a extensão de geleiras foi semelhante à atual (RISER, 2001).

As variações no clima ocorrem em diferentes escalas de tempo, por isso podem ser necessárias várias teorias para explicar tais variações. O clima é influenciado por mudanças ocorridas nos cinco componentes que compõem o sistema climático: atmosfera, criosfera, hidrosfera, litosfera e biosfera. Estes sub-sistemas interagem mutuamente de forma não-linear transferindo massa e uma considerável energia, através de processos físicos, químicos e biológicos (GRAY, 2004; CARVALHO e CRUZ, 2008; DANTAS *et al.*, 2008).

O tempo de resposta da atmosfera é muito menor (ela aquece e é posta em movimento rapidamente), devido à sua compressibilidade, baixo calor específico e baixa densidade, torna-se um fluido muito instável. Assim o seu tempo de resposta pode demorar de algumas horas a alguns dias, mas o tempo de resposta do oceano é mais lento. É de dias a semanas para a camada de mistura, nos primeiros 50 m, e de séculos a milênios para o oceano profundo. No entanto, as zonas profundas dos oceanos permitem a obtenção de registros potencialmente contínuos e não perturbados, por vezes com milhares a milhões de anos, permitindo tirar ilações sobre mudanças ocorridas no passado da Terra (GRAY, 2004; MARENGO, 2006; CARVALHO e CRUZ, 2008; DANTAS *et al.*, 2008).

A evolução do clima não tem sido constante ao longo do tempo geológico, tendo sofrido modificações graduais, mais ou menos lentas e também modificações bruscas. As alterações climáticas podem ser de grande ou pequena amplitude, cíclicas ou não e, no caso de serem cíclicas, os seus ciclos podem ser maiores ou menores, condicionadas por diversos fatores. São fatores condicionantes do clima: a quantidade de energia emitida pelo sol, a quantidade de energia recebida e absorvida pela Terra e a natureza da interação entre vários processos climáticos (MARENGO, 2006).

Existem três causas que determinaram mudanças nos fatores condicionantes do clima ao longo da História da Terra: extraterrestres, terrestres e astronômicas. As causas extraterrestres estão relacionadas com a quantidade de energia emitida pelo sol, ou seja, a quantidade de energia solar que chega à Terra, cujo resultado pode ser acentuado pelo efeito estufa ou reduzido pelo aumento do albedo terrestre (causas terrestres) (CECATO *et al.*, 2003; MOURA, 2007; LOPES e VALERIANO, 2007).

O albedo equivale à radiação que a Terra emite. Quanto maior for a área refletora, como é o caso da área correspondente a desertos ou a glaciares, maior será a radiação emitida. As causas terrestres relacionam mudanças de toda natureza às variações nas condições na superfície e atmosfera da Terra. Elas incluem a migração polar, a deriva continental,

mudanças na topografia, variações na composição atmosférica, mudanças na distribuição hídrica e continental e variações na cobertura de neve e gelo. Outros fenômenos como as erupções vulcânicas, a emissão de gases por parte de seres vivos e a poluição (na atualidade) acabam por lançar poeira para a atmosfera que impede a entrada da radiação, atuando como filtro e contribuindo para o arrefecimento global (MOURA, 2007; LOPES e VALERIANO, 2007).

As causas astronômicas foram estudadas e propostas por Milutin Milankovitch (1879-1958), cientista sérvio, que associou três fatores astronômicos baseados em modificações nos movimentos da Terra no espaço a alterações climáticas nos últimos 2 milhões de anos (HAFFER, 1992).

Excentricidade da órbita terrestre – a órbita da Terra, em volta do Sol, é ligeiramente elíptica; o alongamento da elipse, ou seja, a excentricidade, igual a 0.0167, tem variado ao longo do tempo, aumentando e diminuindo (entre 0.005 e 0.06) como resultado de interações gravíticas entre planetas, em ciclos aproximados de 100.000 anos. Resulta em $\pm 10\%$ de energia solar recebida pela Terra, conforme esta se afasta ou se aproxima do Sol (FERREIRA e ALMEIDA, 2004).

Obliquidade do plano de eclíptica: o eixo da Terra apresenta atualmente uma inclinação de $23,5^\circ$ com o plano da órbita, podendo o pendor variar entre cerca de $24,5^\circ$ e $22,5^\circ$, em períodos de 41.000 anos (CAMINO, 2014).

Precessão dos equinócios – está relacionada com a órbita do eixo de rotação da Terra. Precessa 360° em 21.000 anos. Dentro de 10.500 anos, o periélio será em Julho e o afélio em Janeiro. Acaba por estar ligada à declinação do próprio eixo (VELOSO, 1991).

O Paleoclima pode ser estudado recorrendo a diversos métodos, permitindo-nos tirar ilações sobre o desenvolvimento do clima ao longo do tempo, assim como formular hipóteses que expliquem as suas alterações.

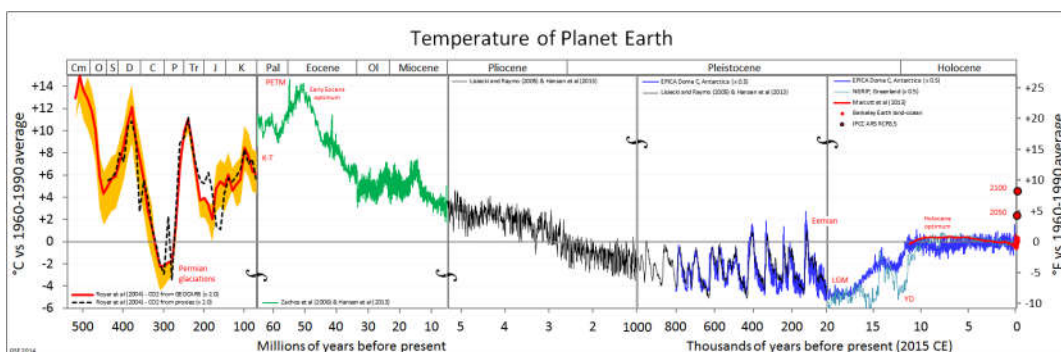
1.3 A Evolução do Clima desde o Pré Cambriano

Como já foi referido, o clima da Terra nunca foi constante. Ao longo do tempo, a temperatura global aumentou e diminuiu de forma drástica provocando glaciações, períodos mais frios, e interglaciações, períodos mais quentes. Verifica-se que períodos glaciais e interglaciais ocorrem ciclicamente na história geológica da Terra (CORTIZA *et al.*, 1999a).

A figura 2 permite observar a variação do clima terrestre desde o Cambriano, evidenciando quatro períodos de temperaturas mais elevadas no Cambriano e primeira metade do Ordoviciano, na passagem do Siluriano para o Devoniano, durante todo o Triássico e a maior parte do Jurássico, durante a maior parte do Cretáceo e do Terciário. Estes períodos mais quentes são intercalados por eventos frios (surgindo sob a forma de picos na figura 2). Os eventos frios foram, em geral, mais curtos que os períodos mais quentes (ROYER *et al.*, 2004; LISIECK e RAYMO, 2005; ZACHOS *et al.*, 2008; MARCOTT *et al.*, 2013; HANSEN *et al.*, 2013).

Durante o Plioceno final e o Pleistoceno, ocorreu a expansão cíclica de glaciais em zonas situadas em latitudes médias, atualmente deglaciadas. Durante as fases mais frias das glaciações, as calotas de gelo expandiram-se em áreas, como por exemplo, na América do Norte e Norte da Europa, tendo ficado coberto por gelo marinho e por plataformas glaciais na grande parte da região norte, do Oceano Atlântico Norte. Durante as fases intermédias mais quentes, nos períodos interglaciais as condições climáticas e a extensão das glaciares foi idêntica à atual (CORTIZA *et al.*, 1999b, c).

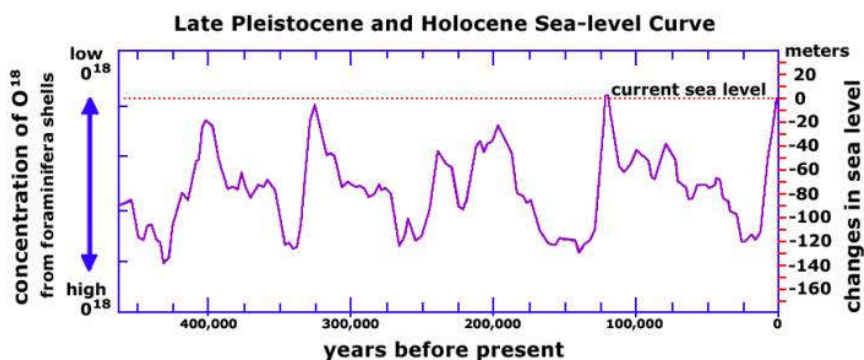
Figura 2 – Variação temporal da temperatura



Fonte: Modificado de Royer *et al.* (2004), Lisieck e Raymo (2005), Zachos *et al.*, 2008, Marcott *et al.* (2013), Hansen *et al.* (2013). Disponível em: < <https://en.wikipedia.org/wiki/Paleoclimatology> > . Acesso em: 14/11/2015..

Estas variações na temperatura terrestre refletiram-se em mudanças significativas no nível do mar, como documenta a figura 3 que correlaciona a concentração de O^{18} com o nível do mar. Registrou-se em geral uma elevação do nível do mar em períodos mais quentes, e uma descida do nível do mar quando do abaixamento da temperatura. Esta relação deve-se ao fato de que o aumento da temperatura provoca a fusão das calotas polares e plataformas geladas sobre as regiões continentais e no oceano e à expansão das águas do mar ao nível molecular. De modo análogo, a descida da temperatura leva ao aprisionamento de água em calotas de gelo, tanto em terra como no mar, ocorrendo também uma contração das moléculas da água, o que resulta numa diminuição do volume de água líquida e conseqüentemente numa descida do nível médio da água do mar (ROYER *et al.*, 2004; LISIECK e RAYMO, 2005; ZACHOS *et al.*, 2008; MARCOTT *et al.*, 2013; HANSEN *et al.*, 2013).

Figura 3– Variação do nível do mar e da temperatura.



Fonte: Retirado de Imbrie e Imbrie, 1979.

1.4 Eventos Heinrich

Para a paleocenografia, os eventos Heinrich são uma série de episódios que ocorreram durante o período da última glaciação onde uma enorme quantidade de icebergs se despreendeu das geleiras e atravessou o Atlântico Norte.

Estes Icebergs levaram fragmentos de rochas e detritos erodidos (*ice rafted debris* ou IRD) que foram liberados ao mar à medida que iam derretendo. Esses detritos foram depositados no fundo do mar como IRD. Assim através de análises que identifiquem estes

detritos podem distinguir-se diferentes eventos em *cores* de sedimentos recuperadas do fundo do mar (ALLEY e MACAYEAL, 1994; MARTINS *et al.*, 2013a).

A deposição de detritos transportados pelo gelo indica uma via de transporte de *icebergs* no percurso anticiclônico polar desde as calotas Laurentida, Fenno-Escandinávia, Islândia e da Irlanda-Bretanha (ALBERTO, 2012). Estes episódios, denominados “eventos de Heinrich”, tiveram a duração de centenas a milhares de anos, com intervalos de ocorrência de 7-10 ka (ka = mil anos) durante o último período glacial (HEINRICH, 1988; BOND *et al.*, 1992), ocorrendo num contexto geral de instabilidade climática, apresentando uma breve expressão das condições glaciais mais extremas que atingiram o Atlântico Norte (ALBERTO, 2012).

A instabilidade periódica do clima nas calotas geladas (MACAYEAL, 1993) resultou na descarga maciça de icebergues no Oceano Atlântico Norte, conhecidos como Eventos de Heinrich (EH), caracterizados pela máxima deposição de detritos transportados pelo gelo (IRD – “ice rafted detritus”; HEINRICH, 1988; BOND *et al.*, 1992), pela introdução de água doce resultante do degelo, e pelo decréscimo de salinidade das águas superficiais do Oceano Atlântico Norte (BOND *et al.*, 1992; BROECKER *et al.*, 1992; ANDREWS *et al.*, 1994; BROECKER, 1994).

Durante os eventos de Heinrich, ocorreu um forte declínio das temperaturas de superfície do mar Atlântico Norte em consequência da fusão do derretimento de icebergs e da liberação de uma grande quantidade de água doce com baixa temperatura (BOND *et al.*, 1992; BROECKER *et al.*, 1992; ANDREWS *et al.*, 1994; BROECKER, 1994).

Na Margem Ibérica 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; ABREU *et al.*, 2003; SALGUEIRO *et al.*, 2010) e um decréscimo do valor da salinidade em cerca de 4 psu (*Practical Salinity Units*) (CORTIJO *et al.*, 1997). Também, há indicações de resfriamento em profundidade (SKINNER *et al.*, 2003; MARTINS *et al.*, 2013a). A zona com maior taxa de deposição de detritos transportados pelo gelo ocorreu no Atlântico Norte, entre 45° e 50°N (RUDDIMAN, 1977).

Foram identificados na Margem Ibérica registros dos últimos seis eventos Heinrich, em *cores* de sedimentos nos últimos 90 ka (ka = mil anos) (VOELKER e ABREU, 2011). No entanto, algumas camadas de IRD são inexistentes em várias sequências estratigráficas dessa margem. Por exemplo na montanha submarina Tore (uma estrutura circular situada

aproximadamente a 300 km a oeste de Lisboa) foram identificadas camadas relacionadas com H1, H4 e também H6, mas observou-se a ausência de uma camada relacionada com o H5 no registro estratigráfico estudado por Lebreiro *et al.* (1996).

1.5 O Clima no Final do Pleistoceno e no Holoceno

O Último Máximo Glacial, período em que se registrou a máxima expansão dos gelos, decorreu entre cerca de 22000 a 14000 anos BP (por ex. DREIMANIS e GOLDTHWAIT, 1973). Este evento frio teve lugar no decurso da última glaciação ocorrida no final do Pleistoceno (CORTIZA *et al.*, 1999 b, c).

As principais geleiras foram as Calotas Laurentide e Cordilleran, no Norte da América, e a Calota do Norte da Europa que incluía a Dinamarca e o Norte da Alemanha, Polónia, Países Bálticos e Rússia (Figura 4) (GARCÍA *et al.*, 2000).

Na Europa, a flora caracterizava-se pela existência de tundra nas regiões mais próximas das calotas glaciais seguida por uma faixa de tundra outra de estepe e por fim, uma faixa mais afastada que se encontrava parcialmente florestada, mas ainda com estepe (GARCÍA *et al.*, 2000).

Durante esta época verificou-se um aumento da circulação atmosférica, com ventos anticiclónicos de Norte, ventos de Este (ventos polares de Este), adjacentes ao setor sudeste da calota glacial do Norte da Europa, ventos ciclónicos, fortes e frios de Noroeste e ventos de Oeste predominantes nas zonas cobertas de gelo no Atlântico Norte (LAUTENSACH, 1945; GROOTES e STUVIER, 1997; BOND *et al.*, 1997).

Muito da água evaporada dos oceanos é retida nas calotas de gelo dos continentes, que determinou uma descida de nível do mar da ordem dos 100-120 m abaixo do atual. Por esta razão, as costas do Sul da Europa, incluindo o Mediterrâneo e o Mar Negro, estiveram consideravelmente mais baixas que as atuais. Contudo, o Mar Cáspio era muito maior uma vez que afluem nele vários lagos glaciais (CORTIJO *et al.*, 1997).

A fusão das calotas glaciais partir de 18.000 anos BP teve como consequência uma significativa elevação do nível do mar. Esta subida foi interrompida por novo evento frio (RODRIGUES *et al.*, 1991) ocorrido há 11000-10000 anos BP, o Dryas Recente, em que se

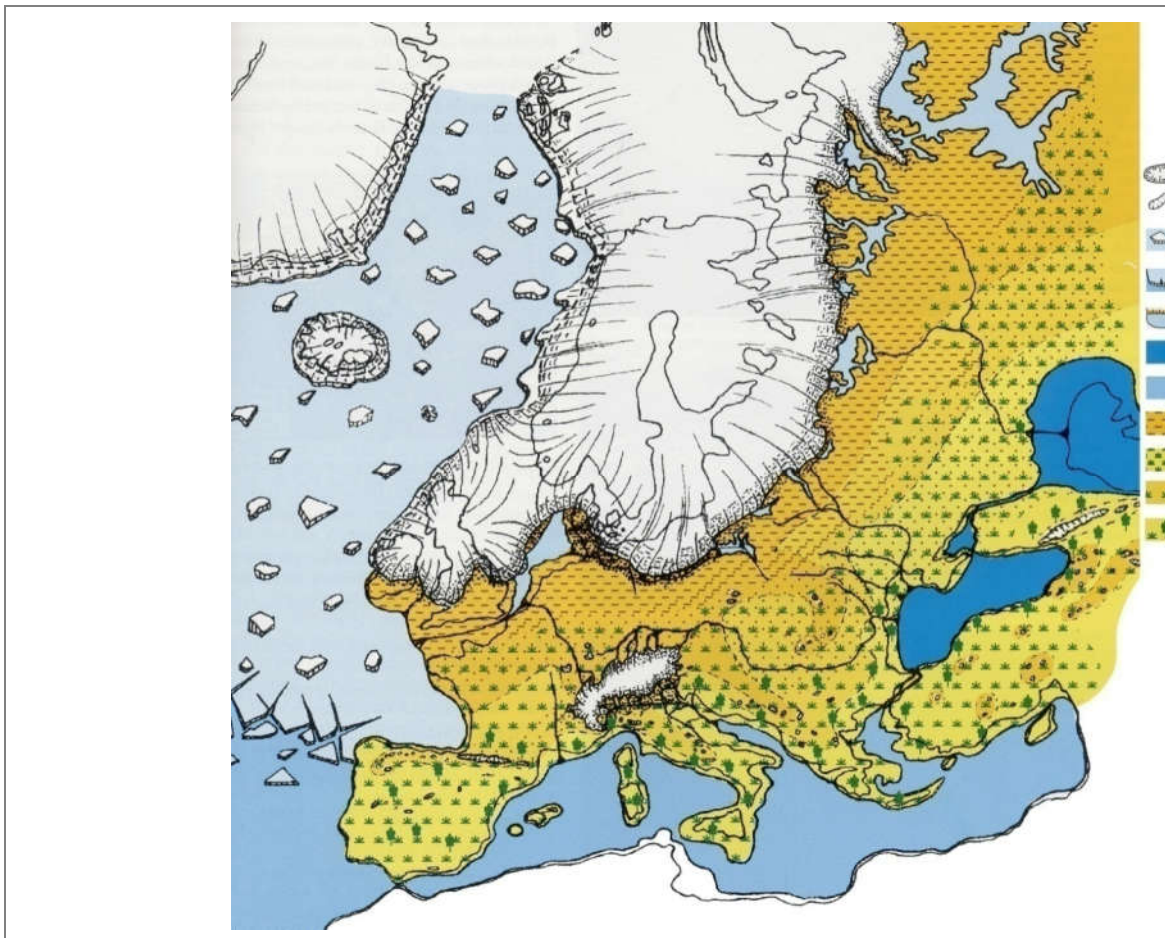
registrou uma nova expansão das calotas glaciais, no Norte da Europa, e do gelo, no Oceano Atlântico. Estimam-se que as descidas de temperatura na ordem dos 8-10 °C devido à consequente descida da frente polar, provocaram a descida do nível médio do mar para 50 m abaixo do que se encontra na atualidade.

Devido a esta degradação climática, ocorreu uma expansão da zona de tundra e migração dos limites da floresta, constituída essencialmente por bétulas e pinheiros, para Sul. Nas zonas mais a Sul da Europa, ou seja, mais mediterrânicas, encontrava-se uma zona parcialmente florestada (CORTIZA *et al.*, 1999 b, c).

O final do Dryas Recente, há cerca de 10.000 anos BP, foi marcado por uma alteração climática drástica, registrando-se um aquecimento generalizado que resultou numa rápida retração glacial e numa expansão das áreas de floresta e também marcada transgressão oceânica, no início do Holoceno (CORTIZA *et al.*, 1999 b, c; CARLSON, 2013).

Dias *et al.* (2000) apresentaram uma síntese da evolução da linha de costa em Portugal, desde o Último Máximo Glacial. Segundo os referidos autores o nível do mar teria estabilizado na Península Ibérica, por volta de 5.000 anos BP.

Figura 4 - A Europa há 21000-18000 anos. O Gelo cobria o Norte da Europa atingindo o sul de Berlim e de Varsóvia



Legenda: A Tundra (laranja) e a estepe (amarelo) cobriam a maior parte da Europa. O clima era muito frio sobretudo durante o Inverno nas áreas adjacentes à Calota glacial. Esta figura representa a presença de gelo no oceano, sobretudo no Mar do Norte.

Fonte: Modificado de Anderson e Borns Jr. (1994).

No Holoceno podem ser consideradas três fases típicas interglaciais na Europa:

- a) fase anatómica (9500-6000 anos BP) em que se verificou um aumento gradual da temperatura;
- b) fase de ótimo climático (6000-2500 anos BP) em que ocorreu um clima quente e húmido;
- c) fase catatómica (2500 anos BP à atualidade em que ocorreu uma descida da temperatura. No final do século XV ocorreu a Pequena Idade do Gelo,

degradação climática que durou até ao início do século XX e da qual existem vários documentos históricos que a relatam.

1.6 Métodos de Estudo da Reconstrução Paleoclimática

A reconstrução de climas passados é baseada em registros que se mantiveram até aos tempos atuais. Esses registros podem ser trabalhados por técnicas e métodos a fim de se poder inferir sobre os paleoclimas (RISER, 2001).

Estes métodos variam em função do tipo de amostras que se utilizam no estudo, do seu local de coleta e de acordo com o período estudado. Para períodos mais recentes podem ser utilizados métodos que atualizados em períodos mais antigos se tornam inviáveis e vice-versa (RISER, 2001).

1.6.1 Sedimentos Terrestres

Depósitos de sedimentos nas regiões continentais terrestres sejam eles eólicos, glaciais, lacustres ou fluviais, formam-se quase sempre em função do clima. No entanto, é difícil identificar combinações particulares das condições climáticas implicadas na formação desses depósitos (PRESS *et al.*, 2006).

As morenas são um registro dos movimentos de frentes glaciais. A datação das flutuações glaciais com base nestes registros origina contudo, erros consideráveis (ASSINE e VESELY, 2002).

A análise de registros da flutuação no nível dos lagos é também um método importante para estudar o paleoclima. Durante épocas de climas úmidos, podem desenvolver-se lagos e estes podem expandir-se sobre grandes áreas; mas durante fases climáticas mais secas o nível dos lagos cai e retrocede a área de extensão. Por isso, essas flutuações indicam umidade e aridez, e são identificadas através da análise de sedimentos lacustres e microfósseis (ASSINE e VESELY, 2002).

O estudo do *loess* (sedimento de coloração amarela) também está entre os registros sedimentares mais usados, fornecendo informações de um milhão de anos sobre umidade e campo magnético (PRESS *et al.*, 2006; ASSINE e VESELY, 2002).

Outros tipos de rochas de importância são os evaporitos, que evidenciam climas áridos e secos, e o carvão, cuja formação está associada a climas úmidos (PRESS *et al.*, 2006; ASSINE e VESELY, 2002).

1.6.2 Sedimentos Marinhos

A importância da análise dos sedimentos marinhos para estudos paleoclimáticos é um tanto quanto óbvia: 70% da superfície terrestre é coberta por oceanos; no entanto, pensando numa esfera mais ampliada pode-se dizer que milhões de toneladas de sedimentos são depositados nos oceanos todos os anos (EREÑO e NUÑES, 2003).

Os sedimentos marinhos são compostos por materiais biogênicos (orgânicos) ou terrígenos (inorgânicos). Os componentes orgânicos incluem os restos de organismos planctônicos (flutuantes) ou bentônicos (fixos ou móveis no fundo do mar). Estes são de natureza calcária ou silicosa, como os foraminíferos e as diatomáceas, por exemplo. A reconstrução paleoclimática a partir destes exemplares dá-se basicamente a partir de três tipos de análise: composição em isótopos estáveis; abundância relativa de espécies de água fria ou quente; e variações morfológicas em espécies particulares, resultantes de fatores ambientais (PRESS *et al.*, 2006; ASSINE e VESELY, 2002).

Sabe-se que a concentração do O^{18} na água diminui com o aumento da temperatura. Quando o organismo morre e é depositado no fundo dos oceanos, preserva um sinal de temperatura da época em que ele viveu, na forma da relação isotópica de oxigênio (PETRÓ, 2011).

Além da análise de isótopos estáveis, a reconstrução paleoclimática pode ser feita através de estudos da abundância relativa das espécies. Há organismos que são característicos de regiões quentes, frias, secas ou úmidas, o que muitas vezes pode ser percebido pela anatomia externa ou interna que apresentam. Assim, fósseis de uma espécie higrófila podem indicar um ambiente úmido no passado (PETRÓ, 2011).

Ainda com relação à morfologia dos seres vivos, as suas variações são resultantes normalmente de características ambientais. A análise deste aspecto pode ser também utilizada, para a determinação de características climáticas do passado (UREY 1947, 1948).

Os sedimentos inorgânicos são levados para os oceanos e são depositados em regiões mais ou menos profundas. É possível relacionar a sua granulometria com a energia necessária para o seu deslocamento. Esses detritos registram informações sobre o clima das suas regiões de origem e a rota de transporte no momento da deposição, que normalmente está associada com o tipo e energia do escoamento superficial e sub-superficial da água (UREY 1947, 1948).

Além das fácies sedimentares, a análise das taxas de sedimentação e a composição química das rochas, podem fornecer informações sobre as condições climáticas no momento da erosão da rocha mãe. Pode-se também estudar o tipo, abundância e morfologia de microfósseis e inferir sobre paleoambientes a partir da análise de seus isótopos estáveis (UREY 1947, 1948).

Os sedimentos marinhos são por isso um dos mais eficazes indicadores paleoclimáticos, fornecendo informações sobre a temperatura, composição química da água, biomassa, nível do mar e precipitação (umidade), entre outras (UREY 1947, 1948).

1.6.3 Isótopos Estáveis e Estratigrafia Química

O princípio do método baseia-se no fato de que alterações biológicas, químicas e físicas que ocorrem nos oceanos, afetam a composição dos carbonatos gerados naquele determinado intervalo de tempo e influenciam a matéria orgânica produzida. Geralmente os dados geoquímicos utilizados para este tipo de estudo é δO^{18} (razão entre o isótopo O^{18} e O^{16}) e δC^{13} (razão entre o isótopo C^{13} e C^{12}); os valores isotópicos podem ser obtidos a partir da análise química de amostras de fósseis (como foraminíferos e nanofósseis calcários) e partir da análise da rocha total, sendo neste caso geralmente realizada em rochas carbonatadas (MARTINS e GOMES, 2004a).

Os valores isotópicos colocados em um gráfico geraram uma curva cujos picos positivos e negativos (mais ou menos O^{18} , respetivamente) estão associados à ocorrência de períodos de clima quente e frio (UREY, 1947, 1948; TOLEDO *et al.*, 2005; PETRÓ, 2011).

O oxigênio é encontrado na natureza sob a forma de três isótopos, onde o mais comum é o O^{16} , seguido por O^{18} e finalmente o O^{17} (sendo este de baixa abundância, é desconsiderado). Em análises paleoambientais são consideradas as razões isotópicas de O^{18} e O^{16} . O oxigênio 16, mais leve é rapidamente evaporado durante o processo de evaporação da água sendo mais abundante no vapor de água, diferindo do oxigênio 18, mais pesado, que se associa sobretudo à fase líquida (TOLEDO *et al.*, 2005).

As nuvens estão enriquecidas no isótopo leve de oxigênio (O^{16}). Como as geleiras são alimentadas por águas provenientes desse vapor, em períodos glaciais os avanços das calotas polares aprisionam esta água nos polos, tornando a água do mar desta época enriquecida de isótopos pesados de oxigênio. O fenômeno oposto ocorre em períodos interglaciais, pois o degelo retorna a água depletada ao oceano, equilibrando a razão isotópica da água do mar (TOLEDO *et al.*, 2005; PETRÓ, 2011).

Com este processo, verifica-se que os isótopos de oxigênio constituem uma excelente ferramenta para a reconstrução paleoambiental em relação à temperatura da época, pois as testas carbonáticas de algumas espécies de foraminíferos precipitam em equilíbrio isotópico com a água do mar. Assim, as carapaças de foraminíferos registram a razão entre O^{18} (isótopo pesado) e O^{16} (isótopo leve) da época em que se formaram. Desta forma, a partir de variações desta razão é possível reconstruir a variação entre períodos glaciais e interglaciais (UREY, 1947,1948; TOLEDO *et al.*, 2005; PETRÓ, 2011).

O $\delta^{18}O$ fornece informações diretas ou indiretas das condições paleoclimáticas e paleoceanográficas (por exemplo IMBRIE *et al.*, 1984; PISIAS *et al.*, 1984; PRELL *et al.*, 1986; MARTINSON *et al.*, 1987). A sua utilização é baseada no estudo Urey (1947), que mostrou que os carbonatos apresentam diferentes proporções de O^{18} e O^{16} , de acordo com a temperatura de precipitação. No entanto, a sua aplicação micropaleontológica foi consagrado quando Emiliani (1955) aplicou este princípio em foraminíferos planctônicos, corroborando a ciclicidade do modelo variações climáticas orbital impelido à distribuição sazonal e espacial da radiação solar incidente sobre a superfície da Terra, conhecido como o “ciclos de Milankovitch”.

Emiliani (1955) subdividiu o Quaternário em estágios isotópicos marinhos, codificados em sequência numérica crescente, onde os números ímpares correspondem aos períodos interglaciais e os pares aos glaciais. Exemplificando, o interglacial atual é representado pelo número um, o Último Máximo Glacial pelo número dois, e assim

sucessivamente. Estudos posteriores produziram curvas isotópicas mais detalhadas que permitiram, inclusive, a subdivisão dos estados isotópicos marinhos (PISIAS *et al.*, 1984).

Análises de algumas espécies de foraminíferos têm carapaças que precipitam em equilíbrio isotópico com água do mar (por exemplo CRAIG e GORDON, 1965; GARLICK, 1974; GONFIANTINI, 1986; HOEFS, 1997). Desta forma, as análises dessas espécies de foraminíferos podem registrar a proporção de O^{18} (isótopo pesado) e O^{16} (isótopo leve) da água do mar no momento em que eles foram formados.

Assim, a partir de variações deste razão é possível reconstruir a variação entre os períodos glaciais e interglaciais (UREY, 1947, 1948). Shackleton e Opdyke (1973) demonstraram que os valores de δO^{18} refletem predominantemente as flutuações no volume de gelo global, enquanto que a temperatura desempenha um papel secundário.

O carbono tem dois isótopos de ocorrência natural, C^{12} e C^{13} . Aproximadamente 98,89% de todo o carbono na natureza é C^{12} e 1,11% é C^{13} . A razão desses dois isótopos (C^{13}/C^{12}) em materiais naturais varia em relação aos valores descritos, como resultado do fracionamento isotópico durante processos físicos, químicos e biológicos. Esta variação isotópica é relativamente pequena na vegetação e matéria orgânica do solo, com os materiais mais enriquecidos (com maior concentração em C^{13}) diferindo dos menos enriquecidos (com menor concentração em C^{13}) em aproximadamente 2 ou 20 partes por mil (‰). Para utilizar estas pequenas variações isotópicas, a razão C^{13}/C^{12} da matéria orgânica do solo deve ser medida com alta precisão, sendo efetuadas geralmente análises em amostras gasosas num espectrômetro de massa. (PETRÓ, 2011).

Shackleton (1977) mostra que as variações δC^{13} podem traçar o movimento de massas de água e a paleoprodutividade, evidenciando uma ligação entre mudanças induzidas climaticamente na biosfera terrestre com os ciclos de carbonato e o fluxo de CO_2 dissolvido nos oceanos.

As razões dos isótopos do carbono são usualmente expressas empregando a notação de δC^{13} . Com respeito ao sistema planta-solo, a razão C^{13}/C^{12} do carbono orgânico do solo contém informação referente à presença ou ausência de espécies de plantas com os ciclos fotossintéticos C_3 (razão C^{13}/C^{12} relativamente baixa) e C_4 (razão C^{13}/C^{12} relativamente elevada) em comunidades de plantas passadas, e a sua contribuição relativa para a produtividade primária da comunidade através do tempo. Como estes ciclos fotossintéticos

são fisiologicamente e ecologicamente distintos, quaisquer trocas na relação C3-C4 implicam nas alterações na estrutura e função dos ecossistemas (PETRÓ, 2011).

Em períodos de elevada produtividade orgânica, na camada fótica do mar, ocorre maior atividade fotossintética. Nestas condições o C^{12} é fixado por algas e posteriormente consumido por organismos planctônicos. Se esta matéria orgânica for enriquecida no isótopo leve de carbono (C^{12}) e for depositada e preservada da oxidação rapidamente, são formados sedimentos enriquecidos de carbono orgânico. Assim, a água superficial do mar fica pobre em C^{12} e enriquecendo conseqüentemente em C^{13} . Em períodos de baixa produtividade, a matéria orgânica rica em C^{12} não se consegue preservar e o carbono retorna à coluna d'água, ficando a água do mar relativamente empobrecida em C^{13} (PETRÓ, 2011).

Algumas espécies de foraminíferos formam as suas carapaças carbonatadas em equilíbrio isotópico com a água do mar, sendo também capazes de registrar a razão isotópica do carbono presente na água à época de sua fixação (PETRÓ, 2011).

Num contexto de elevada produtividade oceânica, a água superficial fica enriquecida, com o isótopo mais pesado (C^{13}). Esta assinatura é registrada, por exemplo, nas carapaças dos organismos planctônicos. A matéria orgânica formada na superfície, ao decompor-se no fundo oceânico, enriquece a água com o isótopo mais pesado, sendo este sinal registrado nas carapaças dos organismos bentônicos. Em síntese, pode-se dizer que, através dos sinais isotópicos em carapaças de foraminíferos planctônicos e bentônicos pode avaliar-se a eficiência da chamada 'bomba de carbono' oceânica (PETRÓ, 2011).

Isótopos de carbono são os indicadores de produtividade mais utilizados uma vez que a razão C^{13}/C^{12} está relacionada com o metabolismo dos organismos fotossintéticos os quais incorporam preferencialmente o isótopo mais leve (C^{12}) (CRAIG e GORDON, 1965; GARLICK, 1974; GONFIANTINI, 1986; HOEFS, 1997).

Num contexto de alta produtividade oceânica, a água da superfície do mar é enriquecida com o isótopo mais pesado (C^{13}). Esta assinatura é gravada, por exemplo, nas testas de organismos planctônicos, tais como os foraminíferos (PARK e EPSTEIN, 1960; SWART, 1983; HOEFS, 1997). O material orgânico formado na superfície, quando é decomposto no fundo do mar, enriquece a água de fundo com o isótopo mais pesado, este sinal é gravado nas carapaças de organismos bentônicos, tais como foraminíferos (por exemplo DUPLESSY *et al.*, 1970; WOODRUFF *et al.*, 1980; VINCENT *et al.*, 1981; ZAHN *et al.*, 1986; WEFER e BERGER, 1991). Em resumo, pode dizer-se que através dos sinais

isotópicos em carapaças de foraminíferos planctônicas e bentônicas pode ser avaliada a eficiência do chamada "bomba de carbono oceânico" (SIGMAN e BOYLE, 2000).

1.6.4 Isótopos Instáveis e Métodos de datação absoluta

Os métodos de datação absoluta de rochas e minerais baseados na desintegração radioativa de isótopos e na determinação das composições isotópicas de materiais naturais constituem as principais ferramentas da geocronologia. A acumulação lenta de isótopos radiogênicos, resultantes do processo de desintegração, permite a datação absoluta das rochas e minerais se as quantidades dos isótopos radioativos e radiogênicos forem medidas precisamente. Vários são os métodos de datação, entre eles por exemplo os métodos de: U-Th; K-Ar, Rb-Sr, Sm-Nd, Sr-Sr e C^{14} . Para este trabalho foi utilizado o método de datação utilizando o isótopo instável carbono-14 (PEZZO, 2002; CARNEIRO *et al.*, 2005).

O método do C^{14} usa o radioisótopo de ocorrência natural carbono-14 (C^{14}) para determinar a idade de materiais carbonáticos até cerca de 45.000 anos. Em idades mais antigas torna-se pouco viável. Idades por radiocarbono bruto, ou seja, não calibradas, são geralmente reportadas em anos de radiocarbono "Antes do Presente" (BP – *Before Present*). O "Presente" é definido como 1950 AD (*Anno Domine*) (PEZZO, 2002; CARNEIRO *et al.*, 2005). Tais idades brutas podem ser calibradas para gerarem datas de calendário (CARNEIRO *et al.*, 2005).

Este método começou a ser utilizado na década de 50. A sua invenção é atribuída a W.F. Libby em 1949, pela qual recebeu em 1960 o Premio Nobel em Química. A partir de então é usado para qualquer estudo que abranja até 40.000-50.000 anos atrás. O carbono 14 é formado nas camadas superiores da atmosfera através da reação de nitrogênio com nêutrons. Após ser oxidado, o carbono 14 transforma-se em CO_2 , acabando por ser absorvido pelas plantas e animais vivos, num processo contínuo durante toda a vida dos seres vivos. Porém, logo que o organismo morre, fica suspenso o processo de fixação de carbono 14. Dessa forma, quanto menos isótopo de C^{14} os fósseis tiverem, mais antigos eles serão. A sua meia vida corresponde a 5.568 mil anos e é utilizada para datar minerais de origem biológica. No entanto, há alguns problemas com este método. Quando se estuda os fósseis com mais de 45.000 o índice radioativo do C^{14} é muito pequeno, sendo difícil efetuar a sua determinação. Outro problema a considerar é a taxa de dióxido de carbono atualmente constante, pois muitos cientistas têm vindo a afirmar que ela se foi alterando devido à revolução industrial e após a explosão das bombas nucleares que fizeram com que a taxa de C^{14} aumentasse muito. Além

disso, há também o problema da contaminação da amostra analisada (PEZZO, 2002; CARNEIRO *et al.*, 2005).

1.6.5 Indicadores Biológicos

Os indicadores biológicos são considerados evidências, partindo do princípio que todo ser vivo possui características adaptativas que condizem com o seu habitat. A fauna e a flora são frequentemente utilizadas em estudos paleoclimáticos diretamente, sem a aplicação de quaisquer outros métodos químicos ou radioativos, como é o caso dos grãos de pólen e vestígios de plantas, utilizados na paleobotânica, os fitólitos (traçadores paleobotânicos e que são partículas de sílica que se acumulam em células de tecidos vegetais) assim como os restos fósseis de vertebrados e microfauna (ex. foraminíferos), que são aplicados na reconstrução de paleoambientes, na datação por biocronologia e na arqueozoologia (VIEIRA, 1980; MENDES, 1984; ANTUNES e MELO, 2001; SOUZA *et al.*, 2007; KUCERA, 2007; SCHEEL-YBERT *et al.*, 2010; DAL'BÓ e BASILICI, 2011; LOIOLA, 2014).

1.6.5.1 Foraminíferos

Os foraminíferos são protozoários essencialmente marinhos que surgiram no Cambriano, há cerca de 570 milhões de anos, e vivem até a atualidade. São muito abundantes e diversificados nos oceanos modernos, são organismos que ocorrem desde a transição entre o continente e a plataforma continental até à planície abissal e às profundidades hadais (SEYVE, 1990; LIN, 1992; ARENILLAS, 2004). São organismos constituintes do grupo de protistas ameboides, divergindo muito cedo da árvore filogenética dos eucariontes. Sua origem ocorreu no período cambriano, mas foi no Fanerozoico que invadiram todos os ambientes marinhos, tanto na superfície do mar e como nas profundezas dos oceanos, assim se diversificaram várias

espécies, num total de 60 mil, desde o Cambriano até hoje (SEYVE, 1990; GOLDSTEIN, 1999; SCOTT, *et al.*, 2001).

Na atualidade, há 18 mil espécies de foraminíferos nos oceanos, sendo muito maior o número de espécies bentônicas do que planctônicas (40 a 50 espécies) (SEN GUPTA, 1999a; STORER *et al.*, 2005; RUPPERT *et al.*, 2005). As espécies planctônicas podem flutuar livremente na coluna de água e as espécies bentônicas vivem nos sedimentos dos oceanos, podendo ser livres, epífitas, fixas ao substrato ou ainda viver sobre ou no interior do sedimento (epifauna e endofauna). Na interface água-sedimento, ocorre uma boa oxigenação e os elementos nutritivos são abundantes, enquanto que o interior do sedimento está empobrecido de oxigênio e a matéria orgânica é escassa e de baixo valor nutritivo. Apesar destas condições adversas, muitos foraminíferos bentônicos colonizam o interior do sedimento e têm um papel muito importante na investigação dos processos biogeoquímicos (JÖRISSEN *et al.*, 1995).

Em meados do século XIX, A. d'Orbigny utilizou o termo *foraminíferos* na classificação de pequenos organismos com carapaças constituídas por câmaras sucessivas, interligadas por orifícios, ou seja por *forames*. Na época, os foraminíferos foram classificados como os cefalópodes, nautilídeos e amonitídeos (SEYVE, 1990).

Atualmente são agrupados como protozoários (SEYVE, 1990), sendo organismos unicelulares eucariontes, pertencem ao Reino *Protoctista* que inclui todos os organismos com as referidas características, por serem organismos dotados de mobilidade e na maioria heterotróficos, os protozoários foram classificados no passado, como um filo individual pertencente ao Reino *Animalia* (BARNES, 1980; WILLMER, 1990). Ainda hoje, alguns cientistas, como biólogos que se dedicam ao estudo da célula e geólogos, referem-se aos Filos *Protozoa* e *Algae* como se estes pertencessem aos Reinos *Animalia* e *Plantae*, respetivamente, argumentando que os primeiros são animais unicelulares e que os segundos são plantas unicelulares (SEN GUPTA, 1999b).

Segundo SEYVE (1990), os foraminíferos pertencem ao Reino *Protista* (incluindo os organismos unicelulares eucariontes), Filo *Protozoa*, Classe *Rhizopoda* (possuindo pseudópodes), Ordem *Foraminifera* (possuindo uma carapaça, mineralizada intracitoplásmica com forames para interligação citoplasmática).

Segundo SEN GUPTA, (1999b) os foraminíferos pertencem ao Reino *Protoctista*, que inclui os organismos unicelulares eucariontes, Filo *Granuloreticulosa* (incluindo protozoários,

heterotróficos, caracterizados em possuir granuloreticulopodes, que são redes de pseudópodes), Classe *Foraminifera*.

A categoria dos foraminíferos subiu de ordem para classe por Loeblich e Tappan (1964) devido às seguintes características dos organismos: pseudópodes granuloreticulopodeos, concha ou testa (invólucro externo; concha calcária ou siliciosa), alternância de gerações (haplóide e diplóide). Os foraminíferos dividem-se, segundo esta classificação, em dezesseis ordens, tendo por base a constituição química e mineralógica, a estrutura das carapaças dos organismos, assim como a história geológica e uma interpretação filogenética desta classe.

A classificação dos foraminíferos (Tabela 1) continua, atualmente, muito discutível.

Tabela 1- Comparação entre duas classificações para o grupo dos foraminíferos

	Seyve (1990)	Sen Gupta (1999b)
Reino	Protista	Protoctista
Filo	Protozoa	Granuloreticulosa
Classe	Rhizopoda	Foraminifera
Ordem	Foraminifera	16 ordens

Fonte: Retirado de Seyve, 1990 e de Sen Gupta, 1999b.

De acordo com Ruppert *et al.* (2005) os foraminíferos possuem pseudópodes filiformes (reticulópodos) que se ramificam e interconectam (anastomosam) ativamente formando uma rede complexa como teia (rede de reticulopódios). O autor afirma que cada reticulopódio possui microtúbulos que movimentam suas vesículas em duas direções (interna e externa do corpo celular), essas vesículas dão aparência granular aos reticulopódios (granuloreticulopódios) e estão ligadas à busca de alimento do organismo. Sua locomoção deve-se ao encurtamento e distensão dos microtúbulos axiais da teia.

Ruppert *et al.* (2005) afirma que os foraminíferos iniciam suas vidas com uma única câmara, porém à medida que aumentam de tamanho os reticulopódios saem pela abertura da câmara original, dispendo-se de forma apropriada e secretando uma nova câmara (secretando

partículas minerais para formação de outras câmaras). A rede de reticulopódios é dinâmica e atua constantemente na busca de alimentos, na movimentação e na formação de câmaras.

O conjunto de câmaras ou a câmara que forma a carapaça, que protege o citoplasma, fica preservado no sedimento após a morte do organismo, assim podendo deixar um registro, dos microfósseis, que permite uma reconstrução paleoambiental, ou seja, permite inferir sobre mudanças físico-químicas ocorridas no ambiente do passado da história da Terra (RUPPERT *et al.*, 2005; STORER *et al.*, 2005; KUCERA, 2007).

Os foraminíferos são o grupo fóssil mais utilizado para inferências paleoecológicas, tanto a nível acadêmico como industrial. O estudo das carapaças de foraminíferos permite efetuar correlações que ajudam a fazer reconstruções paleoecológicas, perceber melhor a história dos oceanos e também encontrar petróleo (LIPPS, 1979).

Os foraminíferos são muito usados em diversas aplicações em ecologia e paleoecologia por diversos motivos: ocupam todos os ambientes marinhos desde as partes mais baixas até às zonas mais profundas do oceano; são abundantes e diversificados numa pequena quantidade de amostra; possuem uma carapaça rígida que se preserva no sedimento; existe uma relativa facilidade em coletá-los e separá-los dos sedimentos; são sensíveis e respondem rapidamente às mudanças do meio ambiente; têm ciclos reprodutivos curtos de rápida evolução no tempo (VILELA *et al.*, 2004). Esses organismos respondem muito rapidamente às modificações que ocorrem no seu habitat, devido à sua grande sensibilidade a fatores ambientais como salinidade, temperatura, pH, substrato, luz, matéria orgânica e teor de oxigênio. Portanto, o estudo das associações dos foraminíferos permite efetuar caracterizações ecológicas detalhadas, sendo usados como bioindicadores ambientais, devido à sua sensibilidade a mudanças naturais e antropogênicas que se refletem na abundância e composição específica das associações e ainda na ornamentação das carapaças (KUCERA, 2007).

Os foraminíferos planctônicos são bastante úteis em aplicações bioestratigráficas e em reconstruções paleogeográficas. Têm sido utilizados para inferir mudanças nas paleotemperaturas, paleosalinidades e na paleoprodutividade das águas superficiais oceânicas, respondendo bem às mudanças ocorridas na coluna de água oceânica (LIPPS, 1979; ANTUNES e MELO, 2001). Enquanto os foraminíferos bentônicos são bons indicadores de alterações ocorridas na água do fundo, nos sedimentos ou na água intersticial contida nos poros dos sedimentos, respondendo, entre outros fatores, ao fornecimento de matéria orgânica

(quantidade e qualidade) e ainda a alterações químicas e a condições de oxigenação do meio (ANTUNES e MELO, 2001; MARTINS *et al.*, 2005, 2006 a,b, 2007a).

A composição isotópica das carapaças dos foraminíferos guarda a chave de inúmeros problemas em oceanografia, tais como a determinação de paleotemperaturas, a descoberta das causas dos ciclos glaciais a evolução do clima e da circulação oceânica ao longo do tempo (BERGER, 1979).

Ortiz *et al.* (1995) constataram que, apesar da temperatura controlar espécies de foraminíferos perto dos seus limites de tolerância térmica, os nutrientes e a luz são os principais fatores que podem limitar a produtividade do oceano através de mudanças na biomassa de fitoplâncton e turbidez da água.

A maioria dos foraminíferos planctônicos vivem nos primeiros 100 m da coluna de água do oceano (SCHIEBEL e HEMLEBEN, 2000). As várias espécies de foraminíferos planctônicos apresentam, no entanto, uma distribuição vertical variável, mostrando preferência por habitats situados em diferentes profundidades do oceano. Estas preferências podem variar regionalmente e sazonalmente (SCHRÖDER-RITZAU *et al.*, 2001). Por exemplo, em áreas marginais do Mar do Norte, as mudanças causadas pela extensão do gelo determinam mudanças na distribuição vertical de *Neogloboquadrina pachyderma* (s) e *Turborotalita quinqueloba* (referido como *Globigerina quinqueloba*). Ambas as espécies podem viver nos primeiros 50 m, mas podem ajustar a profundidade do seu habitat para as condições ideais estabelecidas nos primeiros 150 m (CARSTENS e WEFER, 1992; CARSTENS *et al.*, 1997).

A maioria dos estudos de distribuição dos foraminíferos planctônicos, contemplam a amostragem dos 0-200 m de profundidade da coluna de água e têm mostrado que a maioria das espécies vive na zona fótica (BÉ, 1960). Bé *et al.* (1985) atribuíram a predominância de foraminíferos planctônicos na zona fótica da Bacia do Panamá:

- a) à dependência dos foraminíferos planctônicos do fitoplâncton e/ou bactérias, também da matéria orgânica particulada, seja diretamente como fonte de alimento, ou indiretamente através da atividade predatória de copépodes herbívoros, mais abundantes nos primeiros 50 m da coluna de água;
- b) à dependência das espécies simbioses de uma quantidade suficiente de luz para a fotossíntese das algas.

O fitoplâncton e o zooplâncton fornecem a maior parte dos alimentos necessários para os foraminíferos planctônicos heterotróficos (HEMLEBEN *et al.*, 1989). Estudos de distribuição de foraminíferos planctônicos mostram que muitas espécies vivem na zona profunda da concentração máxima de clorofila, provavelmente devido à abundância de alimento nesta área (FAIRBANKS *et al.*, 1980; FAIRBANKS e WIEBE, 1980; BÉ *et al.*, 1985).

A maioria das espécies com espículas, tendo simbioses fotossintéticas, vivem na superfície (BÉ e HUTSON, 1977), como *Turborotalita quinqueloba* (0-50 m) e *Globigerinita glutinata* (0-25 m), embora vivam na fase adulta em maiores profundidades (BÉ e TOLDERLUND, 1971). Os fotosimbioses fornecem muitos dos nutrientes necessários para foraminíferos planctônicos simbióticos (BE *et al.*, 1981, 1982; JØRGENSEN *et al.*, 1985).

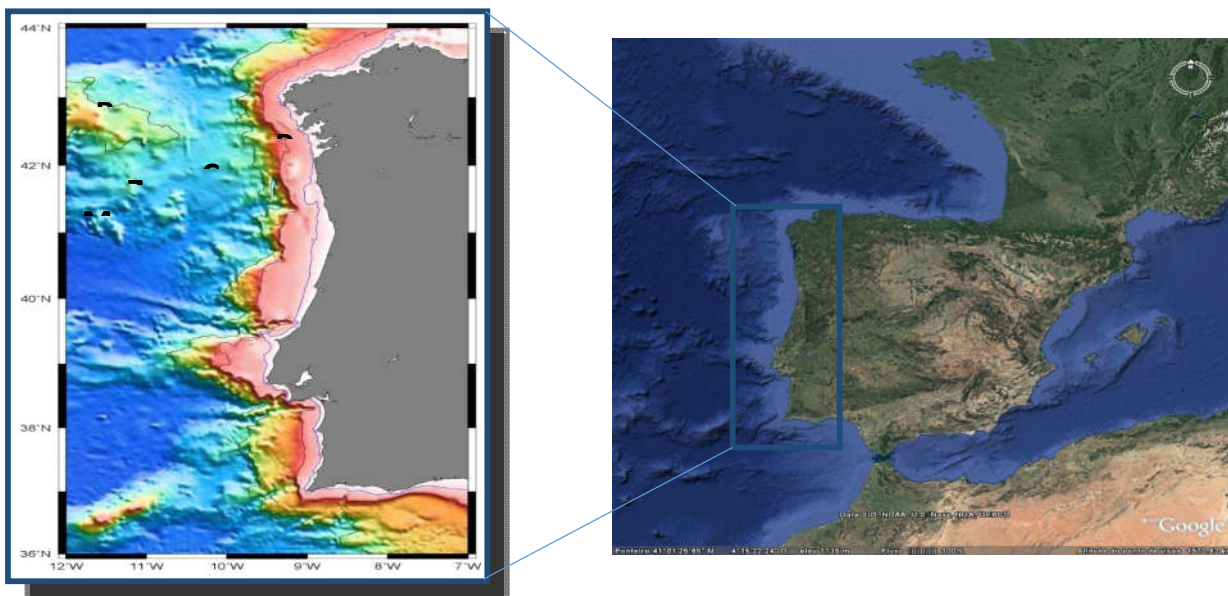
Por sua vez, um grande número de espécies sem espículas, assimbióticas vivem abaixo de 50 metros de profundidade da coluna de água, e em casos extremos, a profundidades muito maiores de cerca de 500 metros (BÉ e TOLDERLUND, 1971). *Globorotalia scitula*, por exemplo, parece exibir uma gama considerável de distribuições verticais, através das fases iniciais do seu desenvolvimento, na zona fótica, mas deslocando-se depois para zonas mais profundas (HEMLEBEN *et al.*, 1989). Uma grande proporção de indivíduos dessas espécies é destruída nos primeiros 300 metros da coluna de água. Apenas uma pequena percentagem sobrevive nas zonas mais profundas (HEMLEBEN *et al.*, 1989).

2 ENQUADRAMENTO E GEOLOGIA DA ÁREA ESTUDADA

A margem continental ocidental da Galiza estende-se do Cabo Finisterra (43 ° N), situado no norte de Espanha, até ao Cabo Mondego (cerca de 40 °N), ao sul e ao centro de Portugal (MONTADERT *et al.*, 1974; LAUGHTON *et al.*, 1975; DUPEUBLE *et al.*, 1976; de CHARPAL *et al.*, 1978; BOILLOT *et al.*, 1979, 1986; GROUPE GALICE, 1979; CHENET *et al.*, 1982; OLIVET *et al.*, 1984). A zona de estudo localiza-se próximo do Banco da Galiza, uma montanha submarina situada no extremo ocidental da Margem Continental NW Ibérica, a Oeste de Vigo, numa zona compreendida entre a latitude de 42° 20' N e 43° 30' N e a longitude de 12°W e 12° 50' W, aproximadamente.

O Banco da Galiza é uma elevação, separada da plataforma continental pela depressão conhecida por Valle-Inclan, onde se localiza a Bacia Interior da Galiza (Figura 5). O Banco da Galiza é uma estrutura associada a um processo de formação e evolução tectónica complexas, tendo resultado de fases de *rifting* mesozoicos, ocorridos durante a abertura do Oceano Atlântico e da compressão Eocênica associada à orogenia pirenaica (MONTADERT *et al.*, 1974; LAUGHTON *et al.*, 1975; DUPEUBLE *et al.*, 1976; de CHARPAL *et al.*, 1978; BOILLOT *et al.*, 1979, 1986; GROUPE GALICE, 1979; CHENET *et al.*, 1982; OLIVET *et al.*, 1984).

Figura 5 - Morfologia da área estudada.



Fonte: À esquerda a batimetria do local do próprio autor, 2016 e à direita imagem retirada do Google Earth

Têm sido efetuados um número significativo de trabalhos sobre o processo de formação e evolução do Banco da Galiza, desde os anos 70 (MONTADERT *et al.*, 1974; LAUGHTON *et al.*, 1975; DUPEUBLE *et al.*, 1976; de CHARPAL *et al.*, 1978; BOILLOT *et al.*, 1979, 1986; GROUPE GALICE, 1979; CHENET *et al.*, 1982; OLIVET *et al.*, 1984).

A Margem Continental NW Ibérica é uma margem passiva não-vulcânica (BOILLOT *et al.*, 1979) possuindo uma configuração estrutural complexa que se reflete na morfologia do leito do mar. Boillot *et al.* (1975) definiram quatro províncias morfo-estruturais nesta área: a plataforma continental (PC) a oeste, a Bacia Interior da Galiza (CI), a zona de transição (ZT), o Banco da Galiza (ou Montanha da Galiza; BG) e a Margem Galega Profunda (MGP) (Figura 5). A área de trabalho corresponde a um dos terraços que aparecem na zona de transição (ZT), formada por um grupo de picos submarinos e plataformas marginais controladas por falhas normais, com uma orientação geral NE-SW.

2.1 Geomorfologia da região costeira NW Ibérica

De acordo com Chao *et al.* (2006) a Costa da Galiza, sempre se modificou de acordo com as forças tectônicas, como é um sistema aberto sua própria dinâmica de interação de muitos fatores, que estão sempre relacionados a um balanço de estabilidade/instabilidade e sempre no domínio de um ou outros fatores. Assim quando a tectônica se ativa ocorre a fase de instabilidade gerando transformações em longo prazo, materializando grandes linhas estruturais que marcam sua formação. A morfologia do litoral da Galiza sofreu forte influência do tectonismo com máxima expressão na formação das rias galegas (CORTIZA e ALBERTI, 1999).

A costa é bastante recortada e sinuosa, apresentando reentrâncias profundas, constituindo um exemplo típico daquilo a que muitos autores designam por “Costa de Rias”, em que o mar invadiu as zonas deprimidas dos vales fluviais. Estes vales, inicialmente Terciários, acabaram por se tornar mais escavados durante o Quaternário, período em que se verificou um abaixamento do nível do mar e posteriormente submersos durante a última transgressão (SALGADO, 1993).

O relevo nas áreas continentais da Galiza é constituído por um conjunto de planaltos e superfícies de erosão, truncadas por numerosas falhas com alinhamento N-S. Estas ocasionaram a formação de altos blocos alternados com *horsts*, dando lugar a plataformas escalonadas a diferentes níveis, que vão descendo em blocos cada vez mais baixos até se fundirem com o oceano (SALGADO, 1993).

A zona NW de Portugal é fortemente condicionada pela litologia e pela tectônica, sendo marcada por vales ocupados por rios e ribeiras, associadas a um perfil com condicionamento estrutural, assim como por uma zona litoral cuja orientação poderá corresponder também a um alinhamento estrutural, uma vez que a sua orientação é paralela aos acidentes morfológicos do interior do país (FERREIRA, 1981).

Mais ao sul, na zona entre o Cabo Silleiro e o Rio Minho, a linha de costa apresenta um traçado bastante retilíneo, com direção N-S. O limite entre Portugal e Espanha é estabelecido pelo Rio Minho que desemboca em um estuário onde existem ilhas que atenuam na competência caudal do rio, constituindo uma zona de transição entre a costa de rias, ao Norte, e os estuários encaixados ao Sul. De acordo com Araújo (2006), um dos aspetos mais

interessantes deste local é o grande contraste do litoral norte de Portugal com a costa da Galiza, devido o recorte constituído pelas rias.

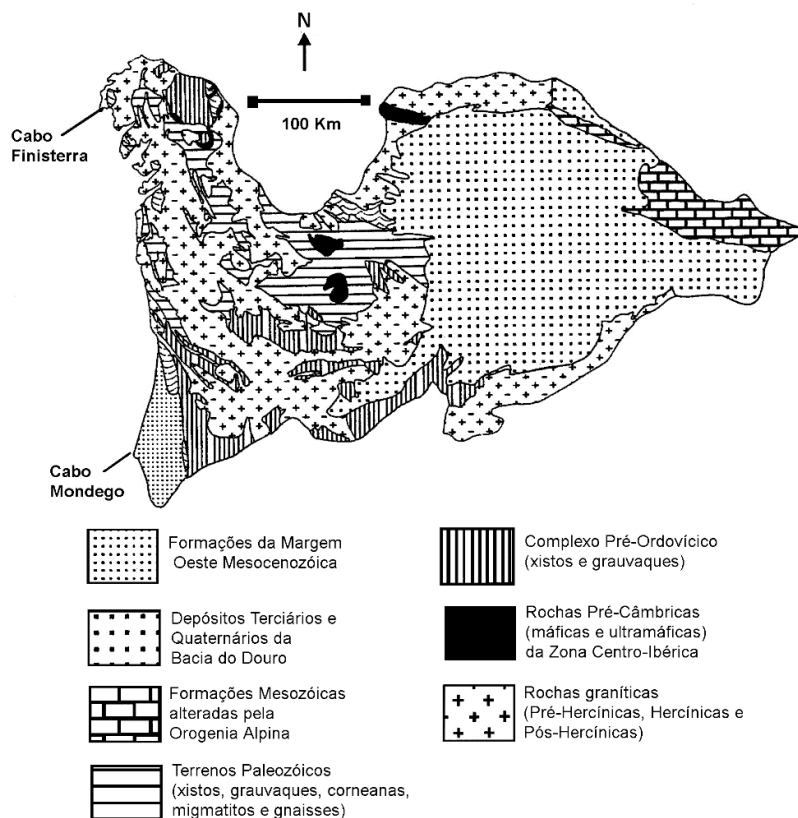
Como referido acima, a costa sinuosa da Galiza possui várias reentrâncias profundas, correspondentes às rias, o que lhe confere o nome de “Costa de Rias”, em que o mar invadiu as zonas deprimidas dos vales fluviais. As Rias Baixas, próximas ao local de coleta, são abastecida por sedimentos de vários rios pequenos localizados ao Norte de Portugal e ao sul da Costa da Galiza (SALGADO, 1993). Possuem uma configuração condicionada pelo conjunto de fraturas NE-SW (Ria de Vigo e Pontevedra) e NNE-SSW (Ria de Arousa) que lhes confere essa orientação (VALCARLOS, 2000).

2.2 Geologia da região continental NW Ibérica

A região continental adjacente à área de estudo está inserida no Maciço Ibérico, fazendo parte da Cordilheira Varisca. A formação desta estrutura iniciou-se no Devoniano, há cerca de 380 Ma, tendo-se finalizado no Permiano (280 Ma) (JULIVERT *et al.*, 1980). Este evento é conhecido como a Orogenia Varisca ou Hercínica (NORONHA, 2005).

Em vastas áreas desta região afloram granitos, nela existindo também rochas metamórficas e metasedimentares pré-cambrianas incluídas na Zona Centro-Ibérica (Figura 6), formação frequentemente referida por Complexo Xisto-Grauváquico (JULIVERT *et al.*, 1980). Esta formação é constituída principalmente por xistos, grauvaques, micaxistos, gnaisses, migmatitos, filitos carbonosos e siltitos (JULIVERT *et al.*, 1980).

Figura 6 - Geologia continental do NW da Península Ibérica



Fonte: Modificado de Julivert *et al.* (1980).

Assenta em discordância sobre o Complexo Xisto-Grauváquico um grupo de rochas metamórficas do Paleozoico, datadas do Ordoviciano ao Carbonífero, que inclui no Norte de Portugal e na Galiza, entre outras rochas: quartzitos, conglomerados, arenitos, arcoses, siltitos, argilitos, xistos e corneanas pelíticas. Em contato com a grande mancha de rochas graníticas do Minho existem afloramentos extensos de corneanas e xistos datados do Siluriano (TEIXEIRA, 1944; JULIVERT *et al.*, 1980; RIBEIRO, 2002; JULIVERT e COL. 1974 apud NORONHA, 2005; ARAUJO, 2006).

As formações pertencentes à bacia do Rio Douro, o mais importante do N da Península Ibérica, são constituídas por depósitos de idade Terciária e Quaternária. Os sedimentos do Terciário têm idades compreendidas entre o Paleoceno e o Mioceno Superior-Plioceno, sendo formados principalmente por areias, siltes e argilas (MOLINA e PÉREZ, 1989). Os sedimentos do Quaternário encontrados na região adjacente à bacia do Rio Douro

formam vários tipos de depósitos, de origem glacial, fluvial, lacustre, eólica, entre outras, onde a areia é a componente textural dominante (MOLINA e PÉREZ, 1989).

Existe um pequeno afloramento de arenitos e conglomerados silicificados nos arredores de Monção, de idade Cenozoica (RIBEIRO e MOREIRA, 1986). Deverão corresponder ao Plioceno ou ao Quaternário mais antigo os depósitos fluviais areno-argilosos da Bacia de Alvarães (ALVES, 1995), da região Entre-os-Rios Lima e Neiva, e nas margens dos Rios Minho, Lima e Neiva (PEREIRA, 1989).

2.3 Clima no NW Peninsular

A região de estudo encontra-se numa zona temperada com quatro estações do ano bem definidas, Verão, Outono, Inverno e Primavera. A temperatura varia ao longo do ano entre -3°C e 18°C, durante os meses mais frios, tendo uma média anual superior a 10°C. A região apresenta um clima de tipo Atlântico, com verões moderados e invernos suaves e chuvosos, muito húmido a moderadamente húmido (CUNHA *et al.*, 1980).

No Verão, o anticiclone subtropical dos Açores condiciona a subsidência do ar o que dá lugar à ocorrência de temperaturas mais elevadas, entre 20°C e 25°C de máxima e entre 10°C e 13°C de mínima e impede a formação de precipitação, à latitude de Portugal (RODRIGUEZ *et al.*, 1999; CORTIZA *et al.*, 1999a, b, c).

No Outono as chuvas são abundantes e as temperaturas começam a baixar com o passar dos dias até ao Inverno, que é suave e caracterizado por temperaturas que variam entre 10°C e 12°C de máxima e entre 3°C e 6°C de mínima. Na Primavera, regista-se um aumento de temperatura com o passar dos dias. Esta estação continua a ser chuvosa, tal como o Outono e o Inverno. A conjugação do anticiclone dos Açores e da frente polar, que são os sistemas que mais influenciam o clima do NW da Península Ibérica, provoca alterações nas temperaturas, variações na estabilidade meteorológica e na intensidade e direção dos ventos, assim como na humidade, podendo originar chuvas fortes ou períodos secos e levando à definição das estações referidas (RODRIGUEZ *et al.*, 1999; CORTIZA *et al.*, 1999a, b, c).

No Verão, os ventos são, na maioria das vezes, originários ao N. Estes ventos influenciam o sistema de correntes no oceano superficial que são normalmente N-S

(RODRIGUEZ *et al.*, 1999; CORTIZA *et al.*, 1999a, b, c). Durante a época dos temporais, que se registram entre Outubro e Março, em que cada temporal dura em média 2,7 a 3 dias, os ventos mais fortes são de W, SW e S. Este regime de ventos origina eventos de correntes dirigidas para o Polo N (*poleward flow*) (RODRIGUEZ *et al.*, 1999; CORTIZA *et al.*, 1999a, b, c).

2.4 Massas de Água na Margem Continental NW Ibérica

A Margem Continental NW Ibérica é uma área hidrodinâmica ativa, constituída por massas de águas superficiais, centrais, intermediárias e profundas (Figura 7). As águas superficiais ocupam os primeiros 50 a 100 metros (MCCAVE e HALL, 2002). Estas águas apresentam uma grande variabilidade composicional, que depende do afloramento costeiro e da influência do fluxo dos rios (PELIZ *et al.*, 2002).

As águas intermédias a profundas são constituídas pela Água Central Nordeste Atlântica de origem subpolar, pela Água Central Nordeste Atlântica de origem subtropical e pela Veia de Água do Mediterrâneo (RÍOS *et al.*, 1992).

A Água Central Nordeste Atlântica com origem subpolar está relacionada com a Água de Modo Subpolar (“Subpolar Mode Water”), que se forma devido à convecção profunda que ocorre durante o Inverno, no Atlântico Norte oriental e a norte da latitude 46° N (MCCARTNEY e TALLEY, 1982). Esta massa de água é advectada e subductada em direção a Sul (PAILLET e ARHAN, 1996). Esta água tem um fraco gradiente vertical, é pouco estratificada (PELIZ *et al.*, 2002) e as suas temperaturas variam entre 5°C e 9°C (HARVEY, 1982).

A Água Central Nordeste Atlântica com origem subtropical é formada à latitude de ≈35°N, próximo dos Açores, e é advectada para Nordeste, criando uma frente caracterizada por intensa convergência na proximidade do Cabo Finisterra, entre 42° N e 44° N (RÍOS *et al.*, 1992).

A Veia de Água do Mediterrâneo (*Mediterranean Sea Outflow Water* - MSOW), relativamente mais salina, com temperaturas relativamente mais elevadas e teores mais baixos

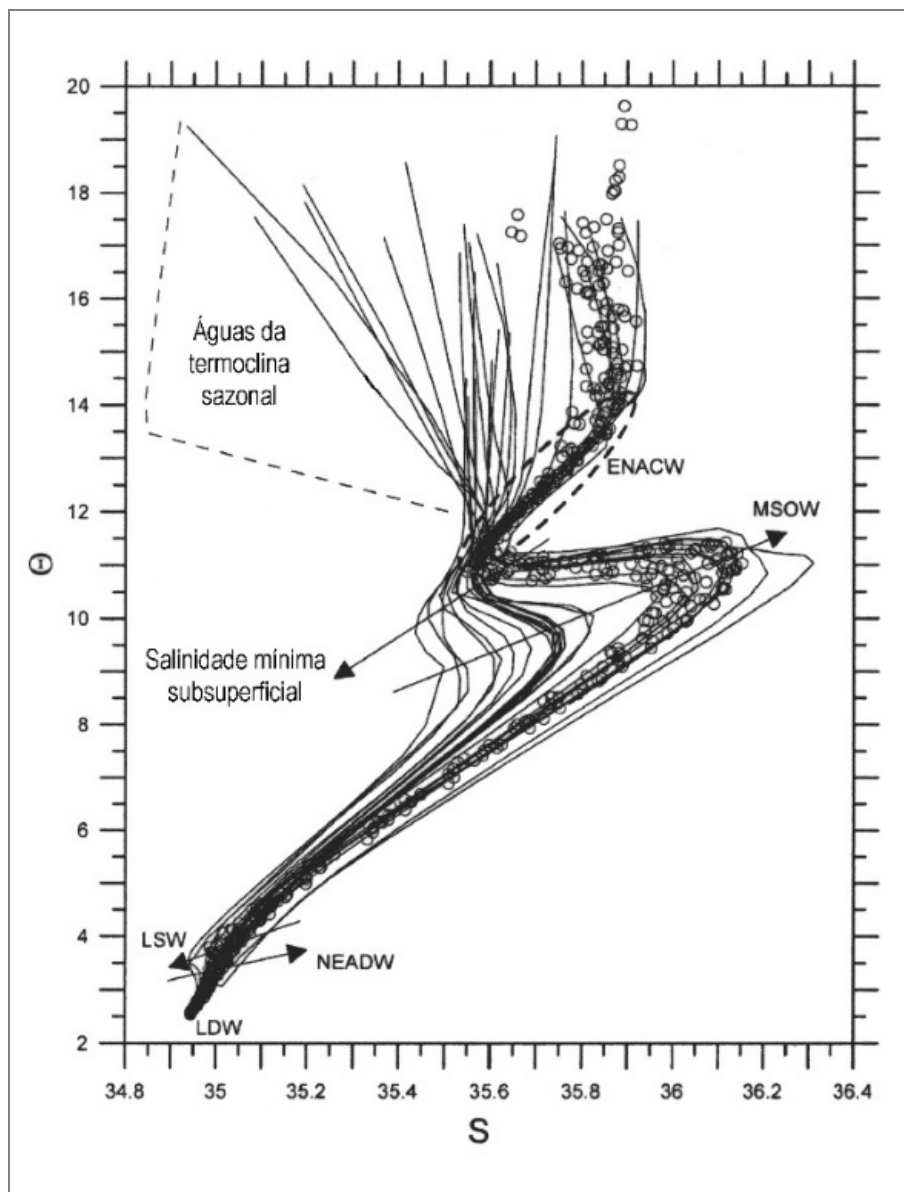
de oxigênio que as águas envolventes, tem um fluxo dirigido para Norte (EMERY e MEINCKE, 1986).

As águas profundas circulam abaixo da Veia de Água do Mediterrâneo, sendo constituídas pela Água do Mar do Labrador (*Labrador Sea Water* – LSW), situada a profundidades superiores a 1000 m e pela Água da Islândia-Escócia (*Iceland-Scotland Overflow Water* - ISOW) situada abaixo da LSW (HUTHNANCE *et al.*, 2002). A Água do Mar do Labrador é caracterizada por salinidades <34,9 ‰ e temperaturas potenciais entre 3,2-3,7 °C (HARVEY, 1982).

Estas duas massas de água, em conjunto, formam a Água Profunda do Atlântico Nordeste (*Northeast Atlantic Deep Water* - NEADW) (HARVEY, 1982; van AKEN, 2000), também conhecida pela designação mais genérica de Água Profunda do Atlântico Norte (*North Atlantic Deep Water* - NADW), que se situa aproximadamente entre 1500-3500 m. O complexo das águas Profundas do Atlântico Norte é caracterizado por uma relativa constância nos valores de salinidade, temperatura e concentração de nutrientes, ao longo de todo o seu percurso pelo Atlântico.

Águas com temperaturas potenciais <4 °C podem ser consideradas águas profundas, enquanto que águas com temperaturas potenciais entre 4-12 °C podem ser consideradas águas intermediárias (HARVEY, 1982).

Figura 7 - Diagrama de temperatura-salinidade potenciais em estações do Projeto OMEX 2, durante o Verão de 1997 (ciclos abertos), contra um padrão de fundo de séries hidrográficas (linhas), para o talude continental entre 40°N e o Banco Porcupine.



Legenda: ENACW (Eastern North Atlantic Central Water) - Água Central Nordeste Atlântica; MSOW (Mediterranean Sea Outflow Water) - Veia de Água do Mediterrâneo; LSW (Labrador Sea Water) - Água do Mar do Labrador; NEADW (Northeast Atlantic Deep Water) - Água Profunda do Atlântico Nordeste, LDW (Lower Deep Water) - Água Profunda Inferior.

Fonte: Modificado de Huthnance *et al.*, 2002.

2.5 Regime oceanográfico de Verão e de Inverno na Margem Continental NW Ibérica

Durante o Verão os ventos costeiros sopram predominantemente de NW e dão lugar à ocorrência de upwelling (ressurgência) (Figura 8). Este está associado à divergência de água junto à costa provocada pelos ventos do quadrante norte que predominam nessa altura do ano. O vento arrasta as camadas superiores da superfície no oceano, os primeiros 100 ou 200 m, sendo este movimento desviado para a direita (no Hemisfério Norte) por efeito da rotação da Terra (RODRIGUEZ *et al.*, 1999).

A corrente induzida pelo vento tem uma intensidade que decresce com a profundidade, sendo praticamente nula a partir de 100 ou 200 m (esta profundidade depende da intensidade do vento, entre outros fatores), assim o desvio desta corrente para a direita vai-se acentuando com a profundidade. O efeito resultante desta corrente na camada superior do oceano é um transporte de água na direção perpendicular ao vento e para a direita deste (no Hemisfério Norte) (RODRIGUEZ *et al.*, 1999).

Como foi referido, o vento predominante de norte, soprando ao largo da costa ocidental da Península Ibérica, induz um transporte das águas costeiras superficiais (i.e., para a direita do vento) e a ascensão à superfície das águas que estão subjacentes (Figura 8) e esse é o fenómeno do upwelling (ressurgência) costeiro (RODRIGUEZ *et al.*, 1999).

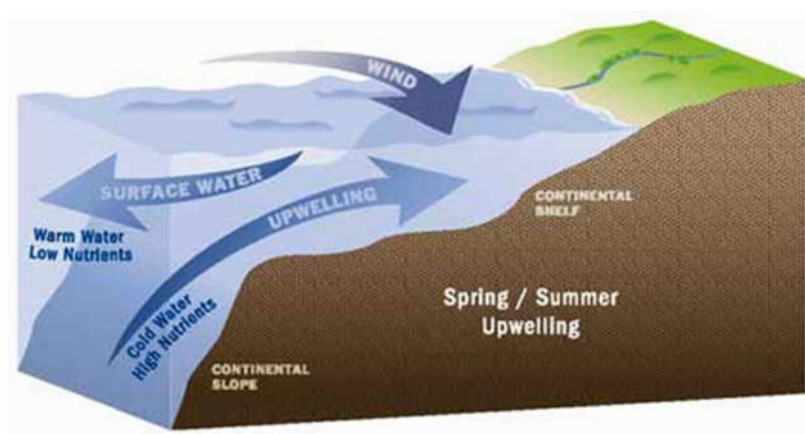
Essas águas são mais frias do que eram as águas que estavam à superfície e, portanto, a temperatura da superfície do mar baixa. Esta manifestação à superfície do fenómeno do afloramento costeiro pode ser facilmente detectada a partir de imagens de satélite da temperatura da superfície do mar (Figura 9) (RODRIGUEZ *et al.*, 1999).

O fenómeno do afloramento costeiro tem como consequência, para além do arrefecimento das águas, o seu enriquecimento em sais nutrientes (nitratos, fosfatos e silicatos). Isto acontece porque as águas subsuperficiais, que estão a ser levadas para a superfície, têm maior concentração desses sais do que as próprias águas da superfície. Uma grande quantidade de nutrientes é levada para uma camada onde a radiação solar consegue penetrar, gerando condições ideais de nutrientes e luz para o desenvolvimento do fitoplâncton. E este aumento da produtividade primária (primeiro elo da cadeia trófica) vai induzir o desenvolvimento de toda a restante cadeia alimentar, desde o zooplâncton até aos peixes e

outras espécies marinhas que se alimentam do plâncton ou de outros peixes (RODRIGUEZ *et al.*, 1999).

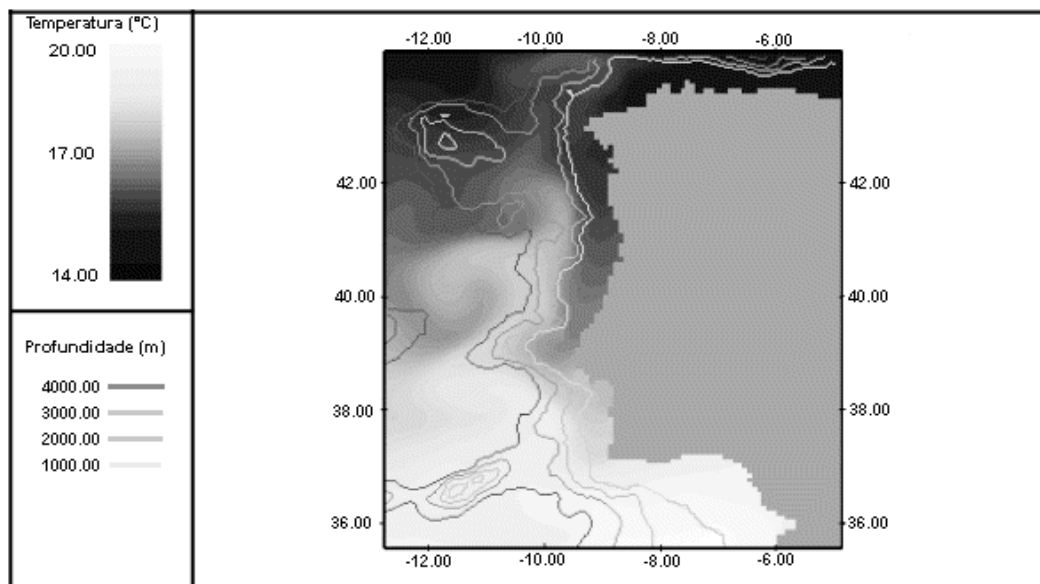
A água sub-superficial que atinge a superfície na zona costeira durante o upwelling é transportada para o largo sob a forma de filamentos de água fria e rica em nutrientes, podendo atingir até centenas de quilômetros de extensão. Uma região de upwelling é, portanto, uma zona de forte interação entre as águas costeiras e as águas do oceano aberto, havendo trocas de água, matéria orgânica e inorgânica (RODRIGUEZ *et al.*, 1999).

Figura 8 – Esquema representativo do fenômeno de *upwelling* costeiro



Fonte: Disponível em: <http://meteoiberia.com/forum/index.php?topic=561> . Acesso em: junho de 2016.

Figura 9 – Temperaturas da água superficial (5 m), no final de Julho de 1994, mostrando a ocorrência de temperaturas mais baixas junto à costa.



Fonte: Modificado de COELHO *et al.* (2002).

Durante o Inverno, os ventos de norte enfraquecem, ocorrendo ocasionalmente ventos fortes de SW favoráveis à convergência costeira (VITORINO, 1989; VITORINO *et al.*, 2000, 2002 a, b). Na ausência de upwelling, a circulação superficial ao largo da Península Ibérica Ocidental é predominantemente dirigida para Norte (por ex. FROUIN *et al.*, 1990; HAYNES e BARTON, 1990; HUTHNANCE *et al.*, 2002). Este fluxo é parcialmente determinado por forças termohalinas, quando os ventos de Norte enfraquecem ou sopram ventos em direção inversa, e assume o carácter de um fluxo dirigido para o Pólo N (poleward flow). A poleward flow transporta águas mais salinas e mais quentes (subtropicais) sobre o talude continental superior e o bordo da plataforma (por ex. FROUIN *et al.*, 1990; HAYNES e BARTON, 1990).

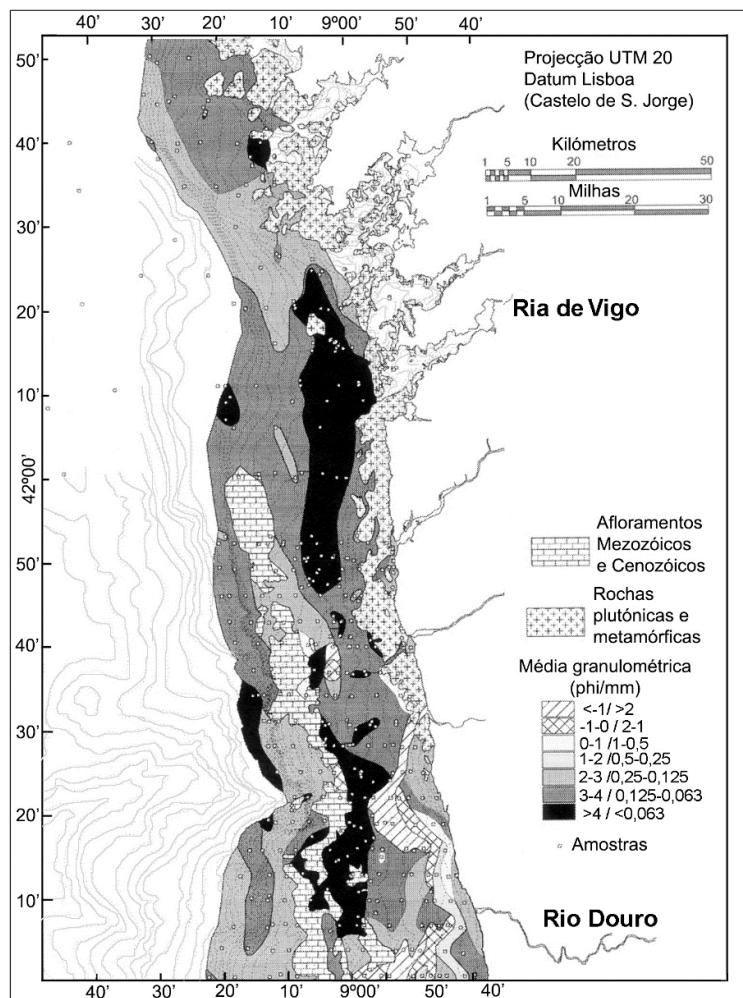
No *downwelling* (subsidência), as águas ao largo, que são mais quentes, deslocam-se para a costa obrigando as águas costeiras a se direcionarem para os níveis mais baixos. Os eventos de *downwelling* facilitam o transporte de sedimentos em suspensão para zonas mais profundas do oceano através de camadas nefeloides de fundo (COELHO *et al.*, 2002).

2.6 Sedimentação na Margem Continental NW Ibérica

Na Margem Continental NW Ibérica, a cobertura sedimentar é formada por sedimentos que vão desde Oxfordiano ao Quaternário, distribuídos de forma irregular e com uma espessura que varia entre 0-4 km.

A maior parte da cobertura sedimentar da plataforma continental NW Ibérica, adjacente à área de estudo (Figura 10), é constituída principalmente por areias muito finas (63-125 μm) (DRAGO, 1995). Existem várias exceções, no sul, onde existem algumas faixas de areias grossas e cascalho, mais ou menos paralelas em relação à costa, situadas em profundidades entre 20 e 70 m (Figura 6). Estes corpos sedimentares estão associados a linhas de costa antigas (DIAS, 1987; RODRIGUES *et al.*, 1991). São também encontrados, na plataforma média, fundos constituídos por cascalho, os quais estão relacionados com antigas desembocaduras dos rios Ave, Douro e Cávado (DIAS *et al.*, 2002 b). Existe uma outra zona próxima ao afloramento do Beiral Viana, onde o sedimento apresenta maior dimensão, fato que pode estar relacionado com o curso do Rio Beiralis, o qual servia de coletor dos rios Minho, Ave, Cávado e a outros rios menores no período em que o nível do mar esteve mais baixo, durante a fase mais fria da última glaciação (RODRIGUES e DIAS, 1989). Na zona do bordo da plataforma e em torno de afloramentos dos estratos Mesozoicos, existem áreas de areias finas a médias (125-250 μm) (DIAS *et al.*, 2002 b).

Figura 10 - Distribuição do diâmetro médio do grão na plataforma continental do Minho-Galiza.



Fonte: Modificado de Dias *et al.*, 2002a.

A plataforma continental NW Ibérica apresenta dois depósitos lodosos (Figura 9) paralelos à linha de costa, com um alinhamento norte-sul: o Depósito Lodoso do Douro e o Depósito Lodoso da Galiza (DIAS, 1987; DIAS *et al.*, 2002 a, b).

A plataforma externa está coberta principalmente por areias finas, com conteúdo em finos de 5-25 %, existindo também áreas de afloramentos rochosos, situação que testemunha o vigor com que a plataforma externa é agitada por ondas e por correntes oceânicas, impedindo a deposição dos sedimentos (DIAS *et al.*, 2002 b). Na plataforma externa, ocorrem processos de transporte e de ressuspensão de sedimentos, tal como nos outros setores da plataforma continental (MCCAVE e HALL, 2002).

Dias *et al.* (2002 a) elaboraram um modelo conceitual da dinâmica sedimentar para a plataforma continental NW Ibérica. Enquanto os rios do Norte de Portugal têm perfis jovens, estuários estreitos e estão sujeitos a um regime de cheias frequentes, tendo por isso uma elevada capacidade de transporte de sedimentos (DIAS *et al.*, 2002 b), as Rias da Galiza funcionam como importantes áreas deposicionais, fornecendo à plataforma continental uma quantidade pouco significativa de sedimentos (SALGADO, 1993). Na costa oeste da Galiza, as partículas de maior dimensão, transportadas pelos rios, ficam retidas no interior das Rias Baixas (DIAS *et al.*, 2002 b).

Os dois rios mais importantes desta região são o Douro, cuja bacia hidrográfica tem uma área de 95.682 Km², e o Minho, cuja bacia hidrográfica tem uma área de 17.081 Km² (DIAS *et al.*, 2002a). O fornecimento sedimentar anual de todos os rios foi estimado em 2,25x10⁶ toneladas de sedimento (OLIVEIRA *et al.*, 1982).

Os sedimentos são fornecidos à plataforma continental NW Ibérica, principalmente, pelo Rio Douro e pelo Rio Minho (DIAS *et al.*, 2002a). Na região Norte, as Rias Galegas aprisionam a maioria dos sedimentos provenientes do continente, fornecendo poucos sedimentos para a plataforma continental (SALGADO, 1993; DIAS *et al.*, 2002 b).

Os sedimentos são exportados dos estuários dos rios, do setor sul para o setor norte da plataforma continental do Minho-Galiza, sobretudo durante os episódios de cheias dos rios (DIAS *et al.*, 2002 b). É durante os períodos de vazante e, sobretudo, durante as marés vivas que os sedimentos em suspensão são expulsos para o oceano, a velocidade da corrente é mais elevada e a remobilização dos sedimentos de fundo mais importante (CASTAING, 1987).

Segundo Dias *et al.* (2002 a), na plataforma continental do Minho, enquanto os sedimentos de maiores dimensões transportados pelos rios são depositados na praia e próximo as estuários, as areias finas continuam o seu trânsito, no oceano, sendo depositadas na plataforma interna, em profundidades de 20-30 m. De acordo com os referidos autores a maioria das partículas da dimensão do silte e da argila permanecem em suspensão durante mais tempo, sendo transportadas para o largo, ou seja para distâncias maiores em relação à costa.

Os finos são transportados, sobretudo durante as cheias dos rios, períodos em que é introduzida no sistema oceânico uma grande quantidade de sedimentos. Os episódios de temporais de Inverno, com ventos de SW, desencadeiam condições de *downwelling* (Subsidência), vagas (*swell*) que remobilizam os sedimentos, transportando-os para o largo

(VITORINO *et al.*, 2002 a, b). Segundo Drago *et al.* (1998, 1999), os eventos de *downwelling*, que ocorrem frequentemente durante o Inverno, facilitam o transporte das partículas finas dos sedimentos para o largo e, mesmo para Norte, por ação de correntes com um fluxo dirigido para o Pólo N (*poleward flow*).

Na plataforma continental e no bordo da plataforma, a ressuspensão de sedimentos dá origem a camadas nefeloides de fundo bem desenvolvidas, mas o transporte de sedimentos ressuspensos parece estar confinado, em grande parte, à plataforma continental (van WEERING *et al.*, 2002). O transporte de sedimentos da plataforma continental para o talude e para a região de estudo ocorre sobretudo no Outono-Inverno, em que se origina uma camada nefeloide de fundo que se expande em direção ao largo a partir do bordo da plataforma (OLIVEIRA, *et al.*, 2002).

Os canhões submarinos encontrados nesta zona poderão desempenhar também um papel importante no transporte de sedimentos para a Bacia Interna da Galiza e para a região do Banco da Galiza. O transporte lateral de sedimentos é um dos fatores mais importantes que controla a sedimentação no talude da Margem Continental Ibérica. Porém, é de admitir que o transporte e o fluxo de sedimentos para o Banco da Galiza sejam efetuados sobretudo por correntes superficiais e estejam dependentes de condições climáticas regionais ou globais (HALL e MCCAVE, 2000).

Na plataforma continental, os sedimentos são predominantemente terrígenos, quanto à sua origem, variando desde lodos ricos em matéria orgânica da plataforma média e as areias de dimensão média a grossa no bordo da plataforma (DIAS *et al.*, 2002 a; OLIVEIRA *et al.*, 2002). O conteúdo em carbonatos varia entre 5 %, na plataforma média, e 34 %, em areias do bordo da plataforma (van WEERING *et al.*, 2002). No local, são encontrados abundantes fragmentos de conchas de bivalves (van WEERING *et al.*, 2002). A partir de 100 m de profundidade, o componente biogênica passa a predominar, sendo constituída essencialmente por carapaças de foraminíferos e bioclastos de outros organismos (MAGALHÃES *et al.*, 1991). Verifica-se, de um modo geral, que do talude continental superior para o talude continental inferior, reduz o conteúdo em terrígenos e a dimensão média do grão, observando-se, em algumas áreas, a falta de sedimentos modernos (van WEERING *et al.*, 2002).

A importância dos estudos paleoceanográficos efetuados na Margem Continental NW Ibérica, particularmente no flanco ocidental do Banco da Galiza, principalmente com o fato da sedimentação possuir a singularidade de apresentar contributos terrígenos, forçados pelo

clima de importância regional, associados a processos sedimentares de talude continental, mais típico de sedimentação abissal (REY *et al.*, 2008).

3 ESTUDO DO *CORE* PC7-1

Este trabalho visa analisar resultados de isótopos estáveis obtidos em carapaças de *Globigerina bulloides* (espécie planctônica de foraminífero), nos primeiros 230 cm do *core* PC7-1.

Estes resultados foram confrontados com dados microfaunais previamente obtidos, tendo em vista uma melhor identificação de alterações paleoceanográficas e paleoclimáticas ocorridas desde o Pleistoceno terminal.

3.1 Introdução

Os isótopos estáveis de oxigênio e carbono em carapaças de foraminíferos planctônicos são uma ferramenta útil na reconstituição paleoambiental de condições físico-químicas do oceano superficial. Estas técnicas são ainda mais expressivas quando associadas a outros tipos de indicadores oceanográficos, como por exemplo as associações de foraminíferos planctônicos (PETRÓ, 2011).

3.2 Materiais e Métodos

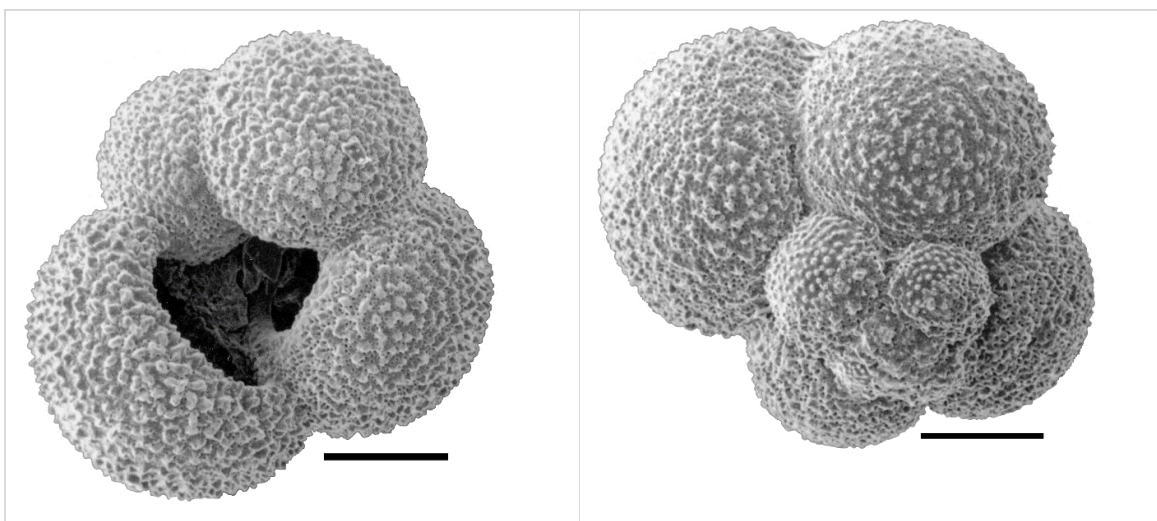
O *core* (*piston core*) PC7-1 (com 577 centímetros de comprimento) foi coletado a 1675 m de profundidade e na latitude de 42°40'29"N, e longitude de 11°09'48"W, a 200 km da costa da Galiza (Espanha; NO Península Ibérica; Figura 4. Este *core* foi coletado em setembro de 2010, durante o cruzeiro oceanográfico "Burato 4240", realizado a bordo do R/V Sarmiento de Gamboa, no âmbito de um projeto científico da Universidade de Vigo, liderado pelo Professor Dr. Daniel Rey.

3.2.1 Isótopos estáveis de carbono e oxigênio

Os isótopos estáveis foram analisados em amostras de foraminíferos planctônicos (*G. bulloides*) coletados ao longo do *core* PC7-1 a cada 2 cm. Foram coletados cerca de 20 exemplares, bem preservados e livres de depósitos secundários de *G. bulloides*, na fração sedimentar 300-350 μm , por amostra.

Globigerina bulloides (Figura 11) possui uma carapaça globosa, com enrolamento trocospiral, possuindo na última volta quatro câmaras inflamadas, esféricas a ovaladas, bem separadas umas das outras e que aumentam visivelmente de tamanho (MARTINS e GOMES, 2004a). A margem periférica é arredondada e o contorno externo é lobulado (MARTINS e GOMES, 2004a). As suas suturas são distintas e deprimidas e a parede é pustulosa e perfurada, apresentando poros situados no centro de estruturas cônicas. A sua abertura é um arco umbilical, alto e de dimensão relativamente grande. Possui um umbilico aberto, mostrando as aberturas das câmaras anteriores (MARTINS e GOMES, 2004a).

Figura 11 – *G. bulloides* d'Orbigny, 1826.



Fonte: Retirado de Martins e Gomes (2004).

Esta espécie é caracterizada por uma grande distribuição geográfica, podendo ser encontrada na atualidade desde as águas oceânicas subpolares às tropicais (BÉ e TOLDERLUND, 1971; BÉ, 1977), sendo característica das regiões subpolares e transicionais

(HEMLEBEN e SPINDER, 1983). Admite-se que a sua distribuição esteja essencialmente relacionada com a disponibilidade de alimento (REYNOLDS e THUNELL, 1985) e não com a temperatura e o grau de salinidade das águas (PUJOL e VERGNAUD-GRAZZINI, 1989). O trabalho de Thunell e Sautter (1992) confirma esta ilação. Os referidos autores fizeram um estudo da distribuição vertical de foraminíferos planctônicos, com base em armadilhas de sedimentos (*streamer traps*), tendo verificado que o fluxo de *G. bulloides* aumenta de forma drástica durante o período de *upwelling*, ou seja, depois da ocorrência do *bloom* (florescimento ou floração) de fitoplâncton.

Os juvenis de *G. bulloides* são espinhosos e contêm simbioses, sendo predominantemente predadores. Na sua fase adulta, estes organismos tornam-se não espinhosos, podendo possuir relações simbióticas com as algas (HEMLEBEN e SPINDLER, 1983).

Segundo Bé (1977), *G. bulloides* vive sobretudo nos primeiros 50 m de profundidade, da coluna de água e apresenta boa capacidade de se manter nos ambientes subpolares, tropicais e em lugares de salinidades variadas. Pode estar presente em águas com salinidades baixas (30 – 31‰ e até mesmo 25 – 28‰). Assim a sua abundância não está relacionada com essas características ambientais, mas com a disponibilidade de alimento, que influencia a sua permanência entre os estratos da coluna d'água (entre 50 – 100 m). Enquanto jovens e também durante todo o ciclo de vida possuem algas simbioses. Estas características facilitam a fixação de C^{12} , C^{13} e C^{14} na sua carapaça carbonatada (MARTINS e GOMES, 2004a).

Os resultados de isótopos estáveis de oxigênio (δO^{18}) e de carbono (δC^{13}) foram obtidos através da técnica de espectrometria de massa. Nesta análise, foram utilizados dois tipos básicos de análise: a combustão e a cromatografia de gases e líquidos. Estas análises foram realizadas no Laboratório de Química Orgânica e Geoquímica Estratigráfica (LGQM), no Departamento de Estratigrafia e Paleontologia da Faculdade de Geologia, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro - Brasil. O equipamento para esta análise é o Finnigan Delta V Plus Advantage (Thermo Scientific) acoplado a um dispositivo de Kiel IV Carbonate Preparation Device (Thermo Scientific).

O espectrômetro de massa Finnigan Delta V Plus Advantage mede a relação isotópica de elementos, tais como C^{13}/C^{12} , N^{15}/N^{14} , D/H e S^{34}/S^{32} , através dos modos de entrada dupla e de fluxo contínuo. O impacto ionizante dos elétrons é mantida em 3 kV, aceleração de voltagem para todos os gases. O analisador é composto por campos magnéticos marginais,

sendo o raio efetivo de deflexão magnética de C/N/ S/S 180 mm. O campo magnético é gerado por um eletroímã controlado por um regulador de corrente de alta precisão. O dispositivo está equipado com um Coletor Tiple Universal para a determinação isotópica de C, N, O, S. O sistema é controlado pelo *software* Isodat 2.0, responsável pelo controle do sistema, da aquisição e da avaliação de dados.

As amostras de foraminíferos coletados em cada nível estudado são colocadas em pequenos tubos no equipamento “Kiel IV Carbonat Devise” (Thermo Scientific). Neste equipamento é gotejado sobre a amostra ácido fosfórico concentrado e liberando CO₂. Desta forma o equipamento verifica se a quantidade de CO₂ é suficiente para a análise, se este for suficiente, o CO₂ é capturado, congelado e enviado para o analisador “Delta V Plus - Isotope Ratio MS”, que efetua a leitura da razão isotópica. Estes equipamentos são muito sofisticados, funcionam a vácuo e possuem um sistema de limpeza automática que impede a contaminação das amostras. Os resultados obtidos são comparados com um padrão de carbonatos, o Viena Pee dee Belemnite (VPDB).

As principais vantagens deste aparelho têm relação com o fato de ser totalmente automatizado na análise da amostra. Ele tem a capacidade de medir simultaneamente δC^{13} e δO^{18} e permite utilizar pequenas amostras com menos do que 2 mg.

Os dados de isótopos estáveis de C (medidos em carapaças de foraminíferos) são apresentados mediante o parâmetro δ definido por: $\delta (\text{‰}) = [R_{\text{amostra}} - R_{\text{padrão}} / R_{\text{padrão}}] \times 1000$. No qual, os valores de R correspondem á razão C¹³/C¹². A precisão da análise é de 0,01‰.

3.2.2 Foraminíferos planctônicos

A análise das associações de foraminíferos planctônicos ao longo do *core* PC7-1 foi efetuado pela Prof. Dra. Virgínia Martins, de acordo com a metodologia descrita por Martins *et al.* (2013a).

O estudo micropaleontológico de foraminíferos planctônicos baseou-se na triagem e registro do número de indivíduos/espécie/amostra, em um universo total superior a 300 exemplares/amostra, na fração sedimentar >150 μm , com o recurso a uma lupa binocular (Olympus SZX-12). As espécies foram identificadas de acordo com os critérios de Bé e Hamlin (1967), Bé (1977), Kennett e Srinivasan (1983) e Hemleben *et al.* (1989).

A partir da matriz de dados original, número de espécimes/espécie/amostra, calculou-se a percentagem de cada espécie por amostra. Analisou-se a distribuição da abundância relativa das principais espécies, tendo-se em consideração o conhecimento atual da sua ecologia.

3.2.3 Temperatura superficial do mar do verão (SSTsu)

As paleotemperaturas superficiais marinhas foram determinadas em colaboração com a Dra. Emília Salgueiro (investigadora do IPIMAR, Portugal). As temperaturas da superfície do mar do verão (SSTsu) foram reconstruídos com base nos percentuais de espécies encontradas ao longo do *core* PC7-1 e utilizando “Modern Analog Technique SIMMAX 28 non-distance-weighted option” (SIMMAX28 ndw) (PFLAUMANN *et al.*, 1996) e da metodologia estabelecida por Salgueiro *et al.* (2008) para a Margem Ibérica.

As bases de dados analógicos modernos baseiam-se em resultados obtidos por Salgueiro *et al.* (2014), ou seja em 1066 topos de *cores* do Atlântico Norte. Foram usados os grupos taxonômicos reconhecidos por Kucera *et al.* (2005). As temperaturas superficiais do mar de verão (SSTsu- summer sea surface temperatura) foram escolhidas para serem analisadas neste trabalho, porque elas também contêm o registo da ressurgência, que é comum no período Primavera-Verão na Margem Ibérica (FIÚZA *et al.*, 1982; FIÚZA, 1983, 1984).

3.2.4 Modelo de idades do *Core* PC 7-1

O modelo de idades deste *core* foi estabelecido com oito datações de radiocarbono obtidas através de Espectrometria de Massa com Aceleradores (Accelerator Mass Spectrometry, AMS) em carapaças de foraminíferos (entre 20 e 500 mg). As amostras de foraminíferos foram obtidas a partir dos sedimentos em níveis selecionados, e as análises de radiocarbono foram realizadas no laboratório Beta Analytic (Miami, FL, EUA).

Os dados de radiocarbono medidos foram convertidos em idades calibradas BP (ou idades de calendário antes do presente, referidos a 1950) utilizando a curva de calibração

IntCal13 (REIMER *et al.*, 2013), incluindo o efeito de reservatório de 400 anos como sugerem BARD *et al.* (1994) e STUIVER *et al.* (1998).

O *software* OxCal 4.1 foi utilizado com base nas estatísticas Bayesian para efetuar um modelo de idades de modo a que o *core* PC7-1 apresentasse robustez cronoestratigráfica estatisticamente significativa. Este tipo de modelo testa a consistência de todas as idades com o seu próprio modelo (denominado de acordo) e verifica a probabilidade da idade poder ser considerada válida ou "outlier", dependendo do acordo ser superior ou inferior a um valor limite que o usuário determinar (normalmente deve ser superior a 60%).

As idades referidas em relação aos resultados do *core* PC7-1 como ka (x1000 anos) correspondem a idades calibradas BP.

Foi determinada a taxa de acumulação dos sedimentos em cm/1000 anos (cm/ka) usando as idades de radiocarbono medidas, nos níveis datados. Para o cálculo da taxa de acumulação entre os níveis de 166 cm e 216 cm foram usadas as idades estimadas pelo *software* OxCal 4.1 com base nas estatísticas Bayesian.

3.2.5 A análise estatística

Apenas as espécies mais abundantes e frequentes de foraminíferos bentônicos ao longo do *core* PC7-1 (com abundância relativa $\geq 5\%$) foram consideradas na análise estatística. Antes de serem submetidos à análise estatística, os dados foram transformados logaritmicamente [$\log(x + 1)$]. Os dados foram submetidos à Análise de Componentes Principais (PCA) para avaliar a relação entre as variáveis selecionadas. Estas análises foram realizadas no *software* Statistica 12.0.

3.3 Resultados Obtidos no *Core* PC7-1

O *core* PC7-1 é composto por sedimentos hemipelágicos, em que são abundantes as carapaças de foraminíferos. Não se observaram evidências de perturbação na sequência de sedimentos.

O modelo idade do *core* PC7-1, com base em oito idades AMS C¹⁴ (Tabela 2), para os primeiros 230 cm, indica que esta seção registra cerca de 52,3 ka (Figura 12).

A Tabela 2 também apresenta a taxa de acumulação de sedimentos, considerando as camadas de sedimentos datados deste *core*. A maior taxa de acumulação de sedimentos ($\approx 24,4$ cm/ka) foi registrada na seção 132-66 cm ($\approx 47,7-41,4$ ka). A taxa de acumulação de sedimentos foi relativamente baixa nos primeiros 66 cm superiores (desde 41,4 ka até à atualidade). A menor taxa de acumulação de sedimentos (0,9 cm/ka) foi registrada na seção de 34-18 cm ($\approx 31,8-11,1$ ka).

Os resultados de isótopos estáveis variam: para δO^{18} entre 4,94 ‰ e 1,28 ‰ (valor médio 2,47 ‰) e para; δC^{13} entre 0,92 ‰ e -1,20 ‰ (valor médio -0,46 ‰). O pico máximo para δO^{18} , está localizado a 54 cm (4,94 ‰), enquanto o mínimo foi observado no nível de 14 cm, com um valor de 1,28 ‰. Os menores valores de δO^{18} foram registrados na seção 16-4 cm ($\approx 10-3$ ka) e os maiores por exemplo, entre 80-22 cm ($\approx 42-16$ ka) e 190-110 cm ($\approx 48-43,5$ ka) (Figura 13).

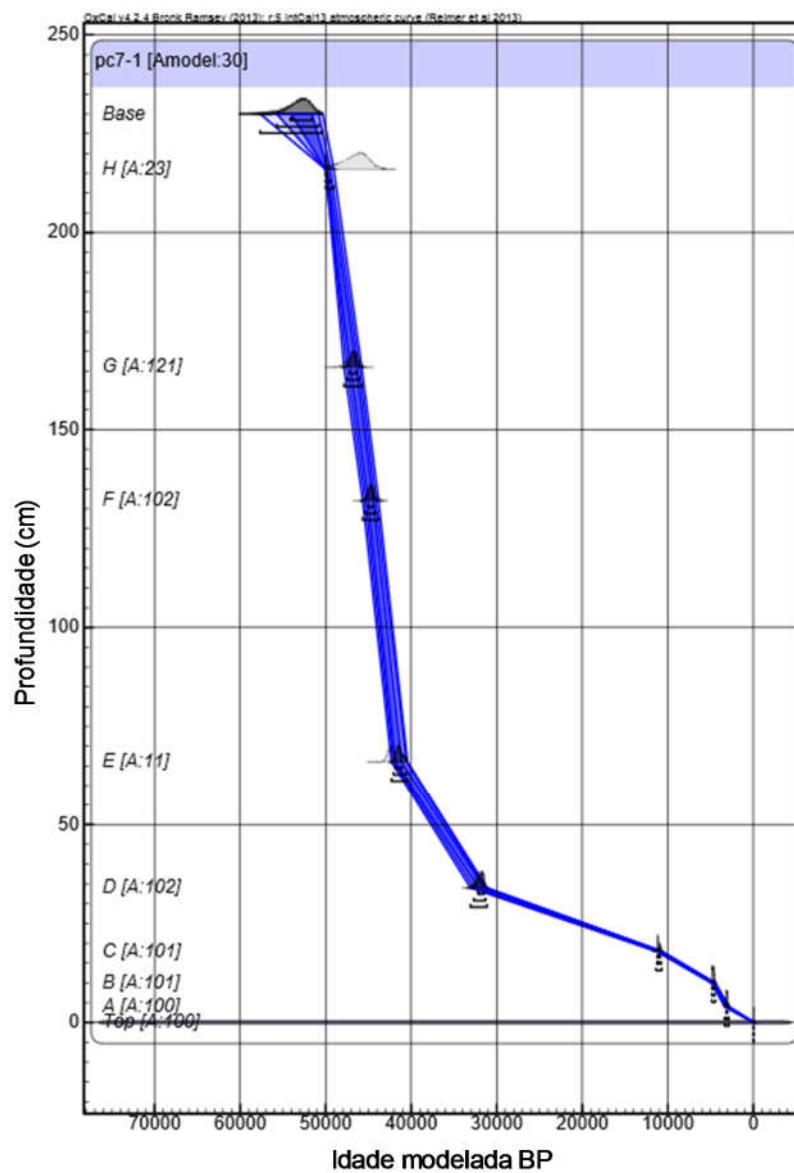
Tabela 2: Resultados de radiocarbono, medidos e idades calibradas (cal BP) 2σ (idades de calendário antes do presente; cal BP).

Depth (cm)	Idade medida (BP)	Idade calibrada (cal BP) 2σ	Delta R (anos ¹⁴ C)	Taxa de acumulação (cm/ka)
4	3340 \pm 60	4798-4445	95 \pm 15	1.3
10	4540 \pm 60	4798-4445	95 \pm 15	3.9
18	10120 \pm 80	11149-10619	160 \pm 60	1.3
34	28590 \pm 280	32641-31480	250 \pm 25	0.8
66	38280 \pm 510	43040 - 41760	250 \pm 25	3.1
132	40990 \pm 410	45210 - 43715	250 \pm 25	32
166	43540 \pm 530	47910 - 45705	250 \pm 25	14.5
216	43130 \pm 1460	50003-45378	250 \pm 25	16.1

Legenda: São indicados os valores Delta R e as taxas de sedimentação com base na datação de calendário 2σ sem os valores delta R. A Taxa de acumulação de sedimentos (cm/ka) estimada entre os níveis datados está também indicada na tabela.

Fonte: O Autor, 2016.

Figura 12 - Idade modelada antes do presente (BP) para o core PC 7-1, com base nas datações apresentadas na tabela 2.



Fonte: O Autor, 2016.

3.3.1 Associações de foraminíferos Planctônicos

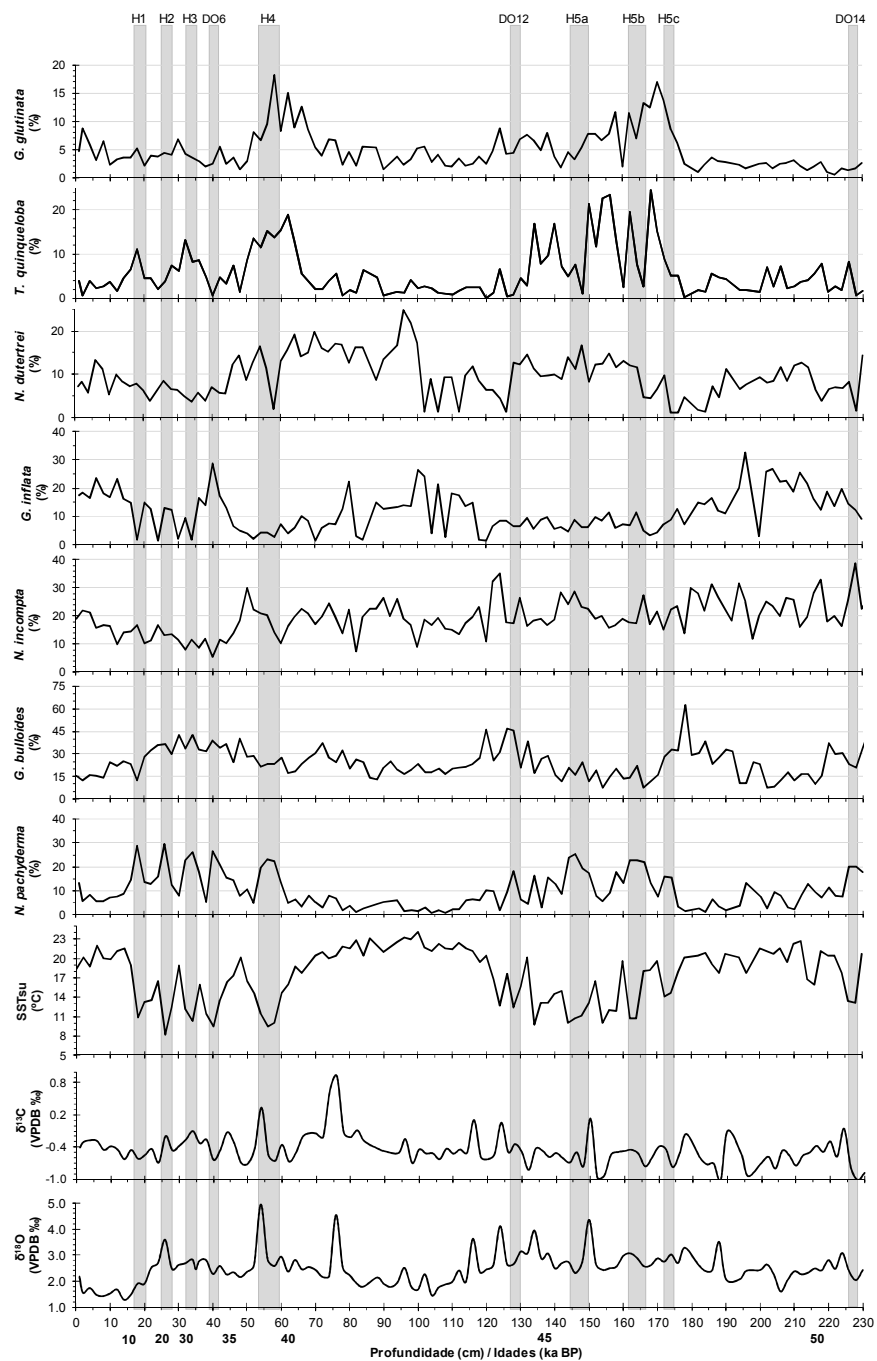
As associações de foraminíferos planctônicos ao longo do *core* PC7-1 são constituídas por 27 espécies. As espécies identificadas em todas ou na maioria das amostras (111-82) coletadas ao longo do *core* são: *Globigerina bulloides* (1-63%; média: 23,7%), *Neogloboquadrina incompta* (geralmente designada *Neogloboquadrina pachyderma dextral*; 1-39%; média: 19,7 %), *Globorotalia inflata* (1-33%; média de 11,7%), *Neogloboquadrina pachyderma* (geralmente referida como *Neogloboquadrina pachyderma sinistral*: 0,6-30%; média: 9,5%), *Neogloboquadrina dutertrei* (1-25%; média: 9,6%), *Turborotalita quinqueloba* (<24%, média: 5,9%), *Globigerinita glutinata* (0,6-18%: média: 4,9%), *Globorotalia scitula* (<17%: média: 2,7%), *Globigerinoides ruber branco* (w) (<13%; média: 3,4%), *Orbulina universa* (<9%; média: 2,3%), *Globorotalia truncatulinoides* (<9%; média: 2,0%), *Globigerina falconensis* (<6%; média: 0,7%) e *Globigerinella siphonifera* (<5%, média de 1%).

Globoturborotalita tenella (0,2-2%; média: 0,6%) e *Globorotalia hirsuta* (0,2-2%; média: 0,7%) ocorrem em cerca de metade das amostras com abundâncias relativas $\leq 2\%$. As seguintes espécies têm um número de ocorrências <15 e uma abundância relativa $\leq 1\%$: *Globigerinoides conglobata*, *Globigerinoides ruber rosa*, *Globigerinoides sacculifera*, *Globigerinoides triloba*, *Globorotalia crassaformis*, sendo as mais raras *Globigerinoides quadrilobatus*, *Tenuitella iota*, *Beella digitata*, *Globoturborotalita rubescens*, *Turborotalita humilis* e *Turborotalita cristata*.

Na Figura 13 é comparada a abundância relativa das espécies mais representadas ao longo do *core* PC7-1 são: *N. pachyderma*, *G. bulloides*, *N. incompta*, *G. inflata*, *N. dutertrei*, *T. quinqueloba* e *G. glutinata* com dados isotópicos e SSTsu.

A espécie *N. pachyderma*, que representa a associação polar, possui ao longo deste *core* picos de abundância relativa que atingem, pelo menos 20%, em vários níveis (Figura 13). A abundância relativa da espécie *N. pachyderma* não excede 29% no *core* estudado.

Figura 13 – Gráficos em função da profundidade dos valores de isótopos estáveis e da percentagem das principais espécies de foraminíferos planctônicos ao longo do PC7-1. É apresentada uma escala de idades de radiocarbono. Os picos mais relevantes de *N. pachyderma* estão marcados (com bandas cinza). Estes picos devem estar relacionados a eventos Heinrich (H) e de Dansgaard - Oeschger (DO).



Fonte: O Autor, 2016.

A espécie que atinge maior abundância relativa no *core* PC 7-1 é *G. bulloides*, que aumenta principalmente nas seguintes seções: 230-220 cm, 194-172 cm, 140-116 cm 80-66 cm e 54-20 cm. Foram encontradas percentagens relativamente baixas de *G. bulloides* nas seções intercalares e nos primeiros 20 cm do *core* (Figura 13).

A percentagem de *N incompta* é >22%, em vários níveis do *core*, depositados durante o período glacial (Figura 13).

Globorotalia inflata está representada na maior parte do *core* com abundância relativa que ultrapassa 15%. Pontualmente que atinge mais de 30%. Esta espécie é, em geral, menos representada nas seguintes seções: 194-116 cm, 100-44cm (exceto no nível de 82 cm) e 36-16 cm. A abundância relativa de *G. inflata* é relativamente elevada entre 16-0 cm.

Neogloboquadrina dutertrei está principalmente representada na seção entre 100-60 cm onde esta espécie atinge percentagens >15% (até 24,9%), exceto nos níveis de 88 cm e 58 cm (Figura 13).

Algumas das outras espécies alcançam abundância relativa de 7% em algumas seções do *core*, tais como: *T. quinqueloba* entre 173-148 cm, 142-134 cm e 66-50 cm; *G. glutinata* entre 174-156 cm e 76-52 cm; *G. scitula* entre 172-158 cm e; *G. ruber* (branca) entre 115-100 cm. *Orbulina universa* está apenas ocasionalmente representada com percentagem >5%. As outras espécies que compõem as associações de foraminíferos planctônicos ao longo do PC7-1 são muito mais raras.

3.3.2 SSTsu ao longo do core PC 7-1

O *core* PC7-1 possui um padrão de alta variabilidade de SSTsu durante a última glaciação. As SSTsu apresentam uma tendência à estabilização após o Holoceno inicial, depois de ≈ 8 ka (Figura 13). As maiores SSTsu de $\sim 18,4-24^{\circ}\text{C}$ registraram-se durante o Holoceno e por exemplo entre 122-64 cm ($\approx 44-40$ ka). As menores SSTsu foram registradas, em geral, em coincidência com picos de percentagem *N. pachyderma*.

3.3.3 Resultados da análise estatística

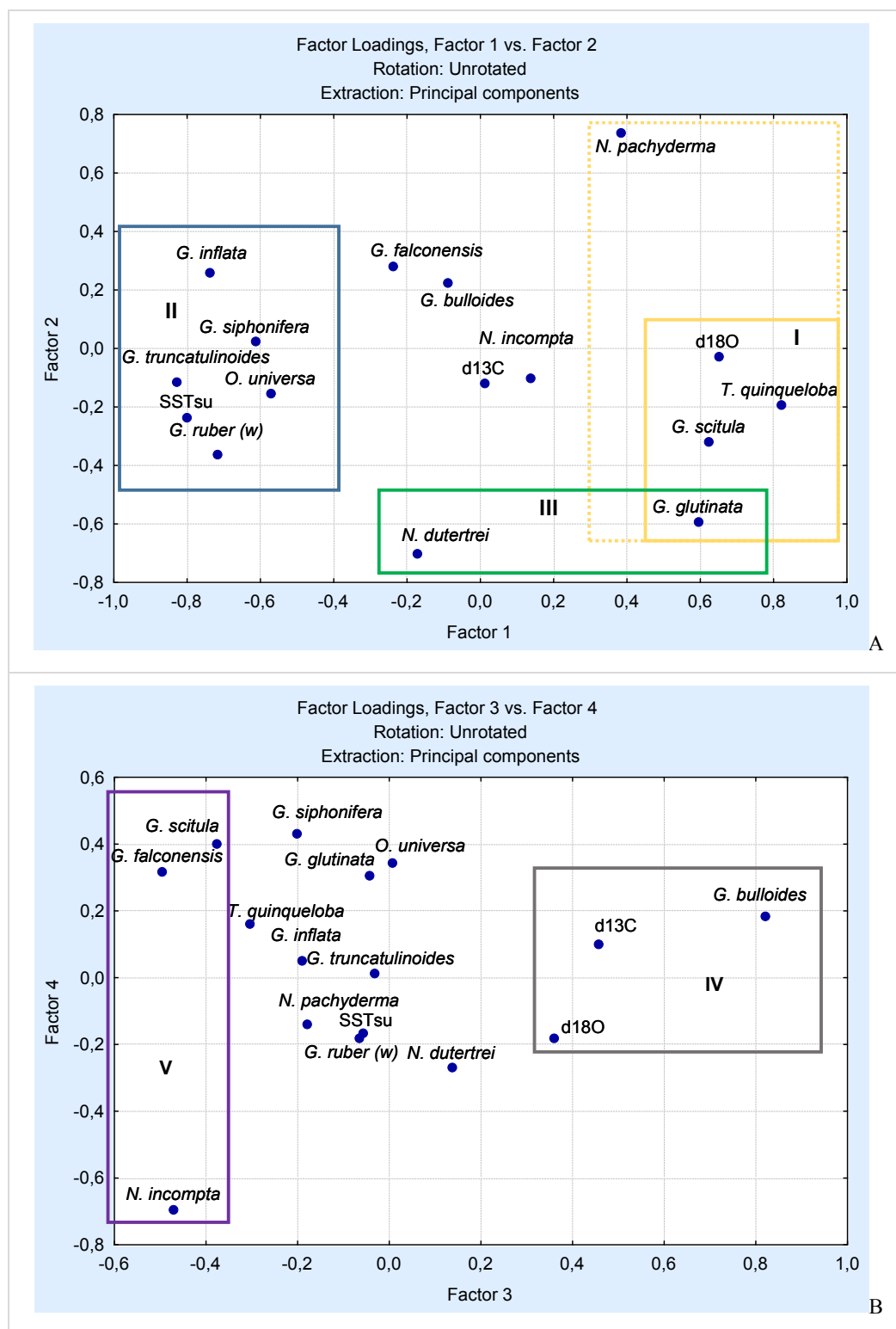
Os resultados gráficos da Análise de Componentes Principais (PCA), utilizados para avaliar as relações entre as variáveis analisadas são apresentados na Figura 14. Os quatro primeiros fatores explicam 65% da variabilidade dos dados. Os Fatores 1 a 4 explicam respectivamente 0,31%, 0,13%, 0,12% e 0,09%.

O Fator 1 contra o Fator 2 estabelece três grupos principais de variáveis (Figura 13A): o Grupo I é composto por *T. quinqueloba*, *G. scitula*, *G. glutinata* e δO^{18} ; a espécie *N. pachyderma* pode ser também considerada dentro do grupo 1 embora com menor correlação com as outras variáveis; o Grupo II inclui SSTsu, *G. ruber* (w), *O. universa*, *G. truncatulinoides*, *G. siphonifera* e *G. inflata*; o Grupo III contém *N. dutertrei* e *G. glutinata*.

O Fator 3 contra o Fator 4 discrimina outros dois grupos principais de variáveis (Figura 13B): o Grupo IV que compreende *G. bulloides*, δC^{13} e δO^{18} e; o Grupo V que é constituído por *N. incompta*, *G. scitula* e *G. falconensis*.

Os valores de correlação das variáveis analisadas com os quatro primeiros Fatores da PCA são apresentados na Tabela 3. Os valores apresentados nesta tabela corroboram a formação dos grupos referidos e discriminados através de PCA da Figura 14.

Figura 14 - Análise de Componentes Principais (PCA) com base nas seguintes variáveis: SSTsu (°C), δO^{18} (d18O; ‰), δC^{13} (d13C; ‰) e na percentagem das espécies *G. bulloides*, *N. incompta*, *G. inflata*, *N. pachyderma*, *N. dutertrei*, *T. quinqueloba*, *G. glutinata* e *G. scitula*.



Fonte: O Autor, 2016.

Tabela 3 – Valores de correlação das variáveis analisadas com os primeiros quatro Factores (Factor Loadings) da PCA incluída na Figura 14. Correlações significativas para $p > 0,50$ estão assinaladas em negrito.

Factor Loadings/ Variáveis	Factor	Factor	Factor	Factor
	1	2	3	4
$\delta^{18}\text{O}$	0.65	-0.02	0.36	-0.18
$\delta^{13}\text{C}$	0.01	-0.11	0.46	0.10
SST _{su}	-0.78	-0.21	-0.07	-0.18
<i>G. siphonifera</i>	-0.61	0.02	-0.20	0.43
<i>G. bulloides</i>	-0.09	0.23	0.82	0.19
<i>G. falconensis</i>	-0.24	0.28	-0.50	0.32
<i>T. quinqueloba</i>	0.82	-0.19	-0.31	0.16
<i>N. incompta</i>	0.13	-0.10	-0.47	-0.69
<i>N. pachyderma</i>	0.38	0.74	-0.18	-0.14
<i>N. dutertrei</i>	-0.17	-0.70	0.14	-0.27
<i>G. inflata</i>	-0.74	0.25	-0.19	0.05
<i>G. scitula</i>	0.63	-0.32	-0.38	0.40
<i>G. glutinata</i>	0.60	-0.59	-0.05	0.31
<i>G. ruber</i> (w)	-0.72	-0.37	-0.06	-0.16
<i>G. truncatulinoides</i>	-0.83	-0.12	-0.03	0.02
<i>O. universa</i>	-0.57	-0.16	0.01	0.34
Variabilidade explicada	0.32	0.12	0.12	0.09

Fonte: O Autor, 2016.

3.4 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS PC7-1

Os primeiros 230 cm de *core* PC7-1 constituem um registro paleoclimático e paleoceanográfico desde a última glaciação (dos últimos ≈ 52 ka). A taxa de sedimentação no local estudado foi baixa nos últimos 40 ka e significativamente mais elevada no período anterior.

Relacionada com a expansão e recuo das grandes placas de gelo, ocorreram oscilações do nível do mar de grande amplitude desde a última glaciação até à atualidade. Valores mínimos de nível do mar foram registrados durante o Último Máximo Glacial (UMG), que ocorreu entre 23 e 19 ka BP, e caracterizou-se pela extensão máxima do volume de gelo na Terra (MIX *et al.*, 2001). De acordo com Dias *et al.* (2000a), durante o UMG, o nível do mar estava a cerca de 130-140 m abaixo do atual, tendo-se elevado progressivamente desde então

e até à atualidade com taxas variáveis e ligeiras descidas durante as fases mais frias, como por exemplo durante o Dryas recente. Segundo os referidos autores o nível médio atual na Margem Continental Ibérica terá sido atingido à cerca de 3,5 ka BP.

De acordo com esta informação verifica-se que na área de estudo ocorreram taxas baixas de sedimentação (Tabela 2) tanto em períodos de nível de mar mais elevado, como de nível de mar mais baixo (SHACKLETON, 1987).

Seria de esperar que na fase mais fria da última glaciação, em que os rios cruzavam quase toda a plataforma continental e descarregavam os sedimentos mais próximo do bordo da plataforma (DIAS *et al.*, 2000b), a taxa de sedimentação na área de estudo se tivesse elevado.

Assim, é natural uma taxa de acumulação de sedimentos relativamente elevada para a seção do *core* 32-22 cm ($\approx 30-18$ Ka), período em que o nível do mar esteve mais baixo durante a fase mais fria da última glaciação. Com o aumento do nível do mar, após o UMG, e consequente regressão da linha de costa, seria de esperar que o fluxo de sedimentos para a área de estudo se tivesse tornado progressivamente mais reduzida. No entanto, os resultados do *core* PC 7-1 não corroboram com esta suposição. Assim, podemos supor com base nos dados analisados que a taxa de acumulação de sedimentos na área de estudo não teve grande influência pela proximidade/afastamento da linha de costa. Outros fenômenos, possivelmente relacionadas com as condições oceanográficas e a geomorfologia da área de estudo devem ter influenciado a sedimentação nesta área distal da Margem Continental Ibérica nos últimos ≈ 52 ka.

Devido á taxa de acumulação de sedimentos relativamente baixa, a expressão de alguns eventos paleoceanográficos ocorridos nos últimos 40 ka (registrados na parte superior deste *core*, nos primeiros 61 cm) e que tiveram larga expressão na Margem Continental Ibérica, como sejam os últimos quatro eventos de Heinrich, estão representados de forma pouco expressiva nesta sequência sedimentar.

Por outro lado, os dados de radiocarbono para o nível de 4 cm revela uma idade medida de 3340 ± 60 anos BP. Considerando a taxa de sedimentação para a seção anterior (10-4 cm) de ≈ 3.9 cm / ka podemos deduzir que, durante o evento de amostragem poderá ter ocorrido alguma perda de sedimentos no topo do *core*. No entanto, os dados de radiocarbono e os resultados de isótopos estáveis e a composição das associações de foraminíferos

planctônicos mostraram uma representação clara do holoceno nos primeiros 18 cm do *core* e da última glaciação correspondente, aos sedimentos compreendidos entre 230-18 cm.

3.4.1 Características das associações de foraminíferos planctônicos

De acordo com as observações de Kucera (2007), as associações de foraminíferos planctônicos encontrados ao longo do *core* PC7-1 são compostas principalmente por espécies de associações de transição, subpolar e subtropicais.

A abundância relativa de *N. pachyderma* representa a assembleia polar. Vários picos percentuais de *N. pachyderma* são observados durante o período glacial (antes de 11 ka). A elevação da abundância relativa desta espécie está associada a eventos frios do oceano superficial, como indica a redução dos valores de SSTsu (Figura 13). O mesmo tipo de fenómeno foi reconhecido em vários registos de Ibérica margem (por exemplo, ABREU *et al.*, 2003; EYNAUD *et al.*, 2009; VOELKER *et al.*, 2009; VOELKER e ABREU, 2011; SALGUEIRO *et al.*, 2014; MARTINS *et al.*, 2013a, 2015). Pela idade em que ocorreram os valores mais baixos de SSTsu e os picos de *N. pachyderma* pode relacionar-se esses níveis ao registo dos últimos cinco eventos de Heinrich (BOND *et al.*, 1992; BROECKER *et al.*, 1992) e a alguns intersticiais de Dansgaard-Oeschger (DO), assinalados inicialmente no *core* de gelo da Gronelândia GISP2 (DANSGAARD *et al.*, 1993).

Por outro lado, as menores porcentagens de *N. pachyderma* são registradas genericamente, por exemplo, entre \approx 52-47 ka (224-176 cm), \approx 44-40 ka (120-62 cm) e no Holoceno (18-0 cm).

Considerando as observações de Eynaud *et al.* (2009), os valores de abundância relativa atingidos por *N. pachyderma* ao longo da seção de *core* PC7-1 (0,5-29,6%) é indicativa da presença de águas de temperaturas moderadas (quando a abundância relativa desta espécie é $<$ 5%) e subárticas (quando a abundância relativa desta espécie varia entre 5-50%) na área de estudo.

3.4.2 Relações de δO^{18} e associações de foraminíferos planctônicos

Os valores de δO^{18} foram mais elevados ($> 2,2 \text{ ‰}$) durante o período glacial, como por exemplo entre $\approx 42-14 \text{ ka}$ (80-22 cm), correspondente provavelmente a uma fase mais fria e de maior de expansão de gelo da última glaciação. Correspondendo os níveis em que se registram valores de δO^{18} mais baixos a fases de redução de dimensão das plataformas de gelo.

Os resultados do PCA incluídos na Figura 14A evidenciam que o aumento dos valores de δO^{18} na área de estudo estão principalmente associadas com o aumento de *T. quinqueloba*, uma espécie subpolar, *G. scitula* e *G. glutinata* espécies de transição, bem como com *N. pachyderma* uma espécie polar (KUCERA, 2007).

Turborotalita quinqueloba apresenta uma distribuição ubíqua desde ambientes subtropicais até polares (BÉ, 1977; BÉ e HUTSON, 1977; HEMLEBEN *et al.*, 1989). É uma espécie com espículas, tendo simbiontes fotossintéticos e vive principalmente na superfície do mar (BÉ e HUTSON, 1977; FAIRBANKS *et al.*, 1980; BÉ *et al.*, 1985; HEMLEBEN e SPINDLER, 1983; PUJOL e VERGNAUD-GRAZZINI, 1989; ORTIZ *et al.*, 1995, SCHIEBEL e HEMLEBEN, 2000). Contudo, esta espécie pode viver, na fase adulta, em profundidades maiores (BÉ e TOLDERLUND, 1971). Ele pode ser reconhecida através da coluna de água até à profundidade de 100-150 m de água. Esta espécie prefere SST entre 5-10 °C e salinidade de 34,4-35 sendo por isso dominante e mais abundante em águas subpolares (BÉ e HAMLIN, 1967; BÉ e HUTSON, 1977; ORTIZ *et al.*, 1995).

Globorotalia scitula é uma intermediária (50-100 m) de profundidade. SST entre 4-15 °C e salinidade de 35,5 são as condições ideais para esta espécie, que também está adaptada a SST variando entre 8-22 °C e salinidade entre 34,5-35,8 (BÉ e HAMLIN, 1967; BÉ e HUTSON, 1977; ORTIZ *et al.*, 1995).

Neogloboquadrina pachyderma (s) foi classificada como uma espécie "profunda" por muitos investigadores, podendo crescer e calcificar abaixo de 200 m de profundidade d'água (BÉ, 1960).

A profundidade do nível de concentração máxima de clorofila (DCM) influencia a distribuição de *N. pachyderma* que em geral possui picos de abundância no DCM ou logo abaixo do DCM. Na verdade, *N. pachyderma* pode habitar tanto as águas de superfície e como níveis mais profundos até 300 m de profundidade, em SST $\sim < 2^\circ\text{C}$. As temperaturas e

salinidade ótimas para *N. pachyderma* são 0-4 °C e 34,5-34,75, respetivamente (BÉ e HAMLIN, 1967; BÉ e HUTSON, 1977; ORTIZ *et al.*, 1995).

Em oposição ao grupo I do PCA da Figura 14A, está o Grupo 2 composto por SSTsu e, por espécies típicas de associações de transição (*Globorotalia inflata*) e espécies subtropicais (como *Globigerinella siphonifera*, *Globigerinoides ruber* (branca), *Globorotalia truncatulinoides* e *Orbulina universa*), de acordo com Kucera (2007). O aumento da abundância relativa destas espécies está relacionado com a presença de SSTsu mais elevadas ao largo da Península Ibérica (Figura 13).

Assim, as espécies do Grupo I do PCA da FIGURA 14A estão relacionadas com baixas SSTsu indicando simultaneamente a presença de estratificação térmica na região distal da Margem NW Ibérica enquanto que as do Grupo II estão associadas com temperaturas relativamente mais elevadas.

Os resultados obtidos neste trabalho permitem verificar que a maior abundância relativa de *N. pachyderma* são registrados durante o período glacial, bem como os valores de δO^{18} mais altos, como foi referido (Figura 13). No entanto, os maiores valores de ambas as variáveis não estão, em geral, em coincidência. Resultados semelhantes foram observados em vários *cores* coletados na Margem Ibérica (por exemplo, por ABREU *et al.*, 2003; EYNAUD *et al.*, 2009; VOELKER *et al.*, 2009; SALGUEIRO *et al.*, 2010, 2014; MARTINS *et al.*, 2013a, 2015).

Como observado anteriormente (por exemplo, ABREU *et al.*, 2003; VOELKER *et al.*, 2009; SALGUEIRO *et al.*, 2010, 2014; MARTINS *et al.*, 2013a, 2015) o arrefecimento da superfície do mar ao largo da Península Ibérica não corresponde em geral a qualquer período de máxima extensão do volume continental de gelo, mas são contemporâneos dos eventos Heinrich e como os resultados deste trabalho sugerem também de alguns intersticiais de Dansgaard-Oeschger (Figura 12). Durante estes eventos o transporte de icebergs de áreas situadas a norte e a deriva de massas de água gela e de baixa salinidade fornecida pelo derretimento das plataformas de gelo, favorecida pela Giro ciclônico do Atlântico Norte Central pode ter causado a diminuição abrupta de SST durante os últimos quatro eventos Heinrich ao largo da Margem Ibérica (MARTINS *et al.*, 2015 e referências citadas pelos autores).

Porém os maiores percentuais de *N. pachyderma* no core PC7-1, recolhido numa região distal da Margem NW Ibérica, atingem valores menores do que aqueles que foram

encontrados em outros *cores* estudados, em áreas próximas onde a abundância relativa desta espécie atinge mais de 80% das associações de foraminíferos planctônicos. São exemplos deste aspeto os resultados de, por exemplo: i) Abreu *et al.* (2003): no *core* IMAGENS MD95-2040 (40°34.91'N, 9°51.67'W, 2.465 m de profundidade da coluna de água) coletado a 124,5 km a oeste da costa Portuguesa, próximo do flanco sudeste da montanha submarina do Porto; ii) Naughton *et al.* (2007): nos *cores* MD03-2697 (42°09'59N, 9°42'10W, 2.110 m de profundidade de água) e MD99-2331 (42°09'00N, 09 °40'90W, 2.110 m de profundidade da coluna de água); iii) Salgueiro *et al.* (2010, 2014): SU92-03 (43°11.75'N, 10°6.78'W, 3005 m de profundidade de água); iv) Martins *et al.* (2015) em *cores* do projeto OMEX PE109-13 (42°34.32'N, 9°41.4'W, 2000 m de profundidade da coluna de água) e KC24-19 (42 °08.98'N, 10° 29.96'W, 2765 m de profundidade da coluna de água).

A menor SSTsu, estimada em *cores* PE109-13, KC24-19, SU92-03, MD95-2040, MD95-2042, foram de cerca de 2-6°C durante o H1, H2, H3 e H4 (MARTINS *et al.*, 2015). No entanto, a menor SST registrado no *core* PC7-1 variou entre 8,2 e 11,1 °C durante esses Eventos de Heinrich, isto é muito mais elevadas do que a registrada nos outros *cores* referidos.

As variáveis de Grupo V da PCA da Figura 13B inclui *N. incompta* (espécies subpolar), *G. scitula* (de transição) e *G. falconensis* (espécie subtropical). *N. incompta* é a espécie mais representada deste grupo e é a segunda espécie mais importante ao largo de Portugal, onde domina as associações de foraminíferos planctônicos ao longo da costa, a norte de 39°N. Esta espécie está positivamente correlacionada com a moderna Corrente de Portugal (SALGUEIRO *et al.*, 2008).

Estes resultados sugerem que, durante a última glaciação, a região onde o *core* PC7-1 foi coletado, terá sido provavelmente mais afetada pela Corrente de Portugal, que deriva do ramo sul da Corrente Norte Atlântica. A Corrente do Golfo, que transporta águas relativamente quentes, alimenta a Corrente Norte Atlântica (SCHMITZ e MCCARTNEY, 1993; SCHMITZ, 1996).

Atualmente a Corrente de Portugal é uma importante fonte de calor e umidade para a atmosfera e desempenha um papel importante na melhoria do clima na Península Ibérica. Durante a última glaciação, o ramo sul da corrente Norte Atlântica (~ 42°N) podendo ter se deslocado mais para o sul uma vez que grande parte das regiões mais a norte do Atlântico N estavam congeladas ou possuíam plataformas de gelo (CHAPMAN e SHACKLETON, 1998).

Este fato deve explicar por que é que as SSTsu, na área de estudo, foram relativamente elevadas durante a última glaciação, inclusive nos eventos Heinrich, na região onde foi coletado o core PC 7-1, em comparação com outras zonas mais interiores da Margem Continental Ibérica. A influência mais forte da Corrente de Portugal, na região de estudo, poderá ter contribuído para moderar a temperatura das águas, nesta região distal da Margem Continental NW Ibérica.

Por outro lado, de acordo com Salgueiro *et al.* (2008), todas as espécies do Grupo II da PCA da FIGURA 3A são positivamente correlacionados com o braço Este da Corrente dos Açores, ou seja, *Globorotalia inflata* e *Globigerinoides ruber* (w), as espécies mais importantes deste grupo em termos de sua abundância relativa. De acordo com a variabilidade de *G. inflata* e *G. ruber* (w) (Figura 12), a influência do braço Este da Corrente dos Açores, que deverá ter tido uma maior expressão na área de estudo, em períodos menos frios da última glaciação, como por exemplo, durante o Holoceno (16-0 cm).

Grupo III do PCA 3A inclui *N. dutertrei*, uma espécie que atinge a sua maior abundância relativa na termoclina, quando a água da superfície está bem estratificada e tem temperaturas de cerca de 16-18°C e salinidades ideais de 35,5 (BÉ e HAMLIN, 1967; BÉ e HUTSON, 1977; THUNELL e SAUTTER, 1992; ORTIZ *et al.*, 1995).

Globigerinita glutinata também faz parte do grupo III do PCA da Figura 13A. É uma espécie que vive na superfície (<50m) ou em profundidades intermédias (50-100), sobretudo em águas com temperaturas entre 11-25 °C e salinidades de 35,7-36,5 (BÉ e HAMLIN, 1967; BÉ e HUTSON, 1977; ORTIZ *et al.*, 1995).

3.4.3 Relações de δC^{13} e associações de foraminíferos planctônicos

O gráfico do Fator 3 contra o Fator 4 do PCA incluído na Figura 13B permitiu verificar que a espécie *G. bulloides* está positivamente correlacionada com os valores de δC^{13} , bem como com δO^{18} , variáveis do Grupo IV. Estas variáveis estão em oposição ao Grupo V que inclui *N. incompta*, *G. falconensis* e *G. scitula*.

O aumento nos valores de δC^{13} em carbonatos biogênicos em ambientes oceânicos podem indicar um aumento da produtividade. O aumento da produtividade na Margem

Continental Ibérica está relacionado com a ocorrência de ressurgência (SALGUEIRO *et al.*, 2010). *Globigerina bulloides* é a principal espécie relacionada com este fenômeno na Margem Continental Ibérica e é a espécie mais abundante nas associações de foraminíferos planctônicos desta região em período de *upwelling* (SALGUEIRO *et al.*, 2008).

Globigerina bulloides ocorre predominantemente em água subpolar fria (Bé e Tolderlung, 1971), em áreas de afloramento costeiro em todo o mundo (por exemplo, THUNELL *et al.*, 1983; HEMLEBEN *et al.*, 1989; KROON e GANSSEN, 1989; THUNELL e SAUTTER, 1992) e correntes de contorno (BÉ, 1977). Ela é encontrada principalmente em zonas de mistura rica em nutrientes, onde têm lugares de *blooms* de fitoplâncton episódicos. A abundância desta espécie indica uma relação estreita com o afloramento costeiro na Margem Continental Ibérica (SALGUEIRO *et al.*, 2008).

A distribuição e abundância desta espécie podem ser controladas principalmente pela disponibilidade de alimentos e não apenas por uma faixa específica de temperatura. *Globigerina bulloides* vive na camada de mistura superficial e é mais abundante acima da termoclina (FAIRBANKS *et al.*, 1980).

A advecção de águas frias ricas em nutrientes transportadas para a superfície do mar durante os períodos de ressurgência, pode deixar um registro na composição isotópica estável de foraminíferos planctônicos, que se refletem em maiores valores de δO^{18} em testas de foraminíferos (THUNELL e SAUTTER, 1992). Kroon e Gassen (1989) observaram que a ressurgência no Oceano Índico, resulta no aumento dos valores de δC^{13} em *G. bulloides*.

Assim, os resultados obtidos neste trabalho sugerem que o aumento da abundância relativa de *G. bulloides* e dos valores de δC^{13} poderão estar associados em períodos de maior produtividade biológica oceânica. Com base nesta ilação poderemos sugerir que a paleoprodutividade terá sido mais elevada principalmente durante as fases mais frias da última glaciação do que durante o Holoceno, mas diminuiu, em geral, durante alguns eventos de grande abaixamento das SSTsu como, por exemplo, durante a maioria dos eventos de Heinrich identificados no core PC 7-1.

3.5 Conclusões referentes ao *core* PC7-1

As associações de foraminíferos planctônicos, os dados de isótopos estáveis e as SSTsu avaliadas ao longo do *core* PC7-1 permitiram caracterizar algumas condições paleoceanográficas no oceano superficial, numa área distal da Margem Continental NW Ibérica, durante os últimos ≈ 52 ka.

As temperaturas mais baixas durante a última glaciação, na área de estudo, ocorreram durante os Eventos de Heinrich e alguns eventos de Dansgaard-Oeschger, o que se verificou também em outras *cores* da Margem Continental Ibérica.

Porém as SSTsu foram relativamente mais elevadas durante a última glaciação do que em outras *cores* coletados em áreas internas da Margem Continental Ibérica. Este resultado deve estar relacionado com o reforço da influência da Corrente de Portugal, que transporta água quente da Corrente do Golfo para o lago da Península Ibérica, durante o período glacial. A influência desta corrente na área de estudo parece ter diminuído durante o Holoceno.

Em contrapartida o braço Este da Corrente dos Açores deveria ter tido maior expressão na área de estudo, por exemplo, durante o Holoceno (16-0 cm) e em períodos menos frios da última glaciação.

O paleoprodutividade da superfície oceânica nesta região distal da Margem Continental Ibérica poderá ter sido mais elevada durante a última glaciação do que durante o Holoceno. No entanto, parece ter sido relativamente reduzida durante a maioria dos eventos de Heinrich.

4 ESTUDO DO *CORE* OMEX KSGX 40

Neste capítulo são apresentados e analisados os resultados relativos aos estudos efetuados no *core* OMEX KSGX 40.

Este *core* foi coletado na plataforma continental, em frente à Ria de Vigo, no Depósito Lodoso da Galiza, à latitude de 42°14'98'' N, à longitude de 09°01'01'' W e à profundidade de 115 m, durante o Cruzeiro NO CÔTES DE LA MANCHE – Missão GAMINEX (8/07/1998 a 19/07/1998).

4.1 Introdução

Os objetivos deste estudo são: identificar mudanças nas condições hidrográficas, no fluxo de sedimentos terrígenos e de matéria orgânica ao Depósito Lodoso da Galiza, nos últimos 5500 anos BP. Neste estudo, os resultados de isótopos estáveis adquiridos no *core* KSGX 40 foram confrontados com alguns resultados previamente adquiridos e analisados por Martins *et al.* (2007a, 2006 a, b, 2005).

4.2 Métodos Aplicados ao Estudo do *Core* KSGX 40

No *core* KSGX 40 foram efetuados estudos de dados texturais obtidos com um microgranulômetro a laser (MALVERN), mineralogia da fração fina (<63 µm) dos sedimentos (por Difração de Raios X), dados geoquímicos (teores de carbonatos e dados isotópicos) e microfaunais (foraminíferos bentônico), analisados por Martins *et al.* (2007a, 2006 a, b, 2005).

Como referido, este trabalho complementa os estudos anteriores com dados geoquímicos de isótopos estáveis de carbono e oxigênio. Os dados de isótopos estáveis foram determinados em carapaças da espécie *Nonion fabum* (FICHTEL e MOLL, 1798) (Figura 14), na fração granulométrica compreendida entre 300-350 µm. Esta espécie foi selecionada por ser abundante no local estudado e estar presente ao longo de todo o *core* e ser bem calcificada (apresentar testas robustas e bem preservadas). A metodologia de análise aplicada foi a mesma já descrita para o *core* PC7-1.

Nonion fabum possui uma carapaça planispiralada, bilateralmente simétrica, involuta com periferia angular e o umbilico deprimido (MARTINS e GOMES, 2004). É constituída por 12 câmaras na última volta, que aumenta rapidamente de largura e espessura á medida que são adicionadas (MARTINS e GOMES, 2004). As suturas são distintas e deprimidas próximo à zona umbilical, sendo complanares e/ou limbadas na periferia da carapaça. A sua parede é calcária e finamente perfurada, é na sua maior parte lisa, com exceção da região umbilical e ao longo das suturas, também como na zona central da carapaça, onde apresenta pústulas (MARTINS e GOMES, 2004). A sua abertura é estreita e interiomarginal e situa-se na base da face oral, sendo parcialmente coberta por pústulas (MARTINS e GOMES, 2004) (Figura 15).

Possui uma distribuição nos oceanos Indico, Atlântico e Pacífico, sendo encontrado também no mar Mediterrâneo.

Na plataforma continental Portuguesa (como *N. commune*) é comum sobre fundos costeiros até 80 m de profundidade; a sua frequência diminui entre 80-120 m, e é rara em profundidades superiores a 120 m (MARTINS e GOMES, 2004). Ao largo de Aveiro, ocorre (como *N. asterizans*) de forma dispersa em toda plataforma, a partir de 15 m de profundidade; a sua abundância mais elevada, 4-5 %, foi registada entre 70-140 m, sobre areias finas (MARTINS e GOMES, 2004).

4.2.1 O estudo micropaleontológico de foraminíferos bentônico

O estudo micropaleontológico de foraminíferos bentônico baseou-se na triagem e registo do número de indivíduos/espécie/amostra, num total superior a 300 exemplares/amostra, na fração sedimentar $>63 \mu\text{m}$.

Para a identificação das espécies de foraminíferos foram utilizadas o Catálogo de Foraminíferos de Ellis e Messina (1995 e atualizações) e bibliografia suplementar referida no livro “Foraminíferos da Margem Continental NW Ibérica Sistemática, Ecologia e Distribuição” de Martins e Gomes (2004). E para a determinação sistemática supragenérica foi usada a taxonomia de Loeblich e Tappan (1964, 1988).

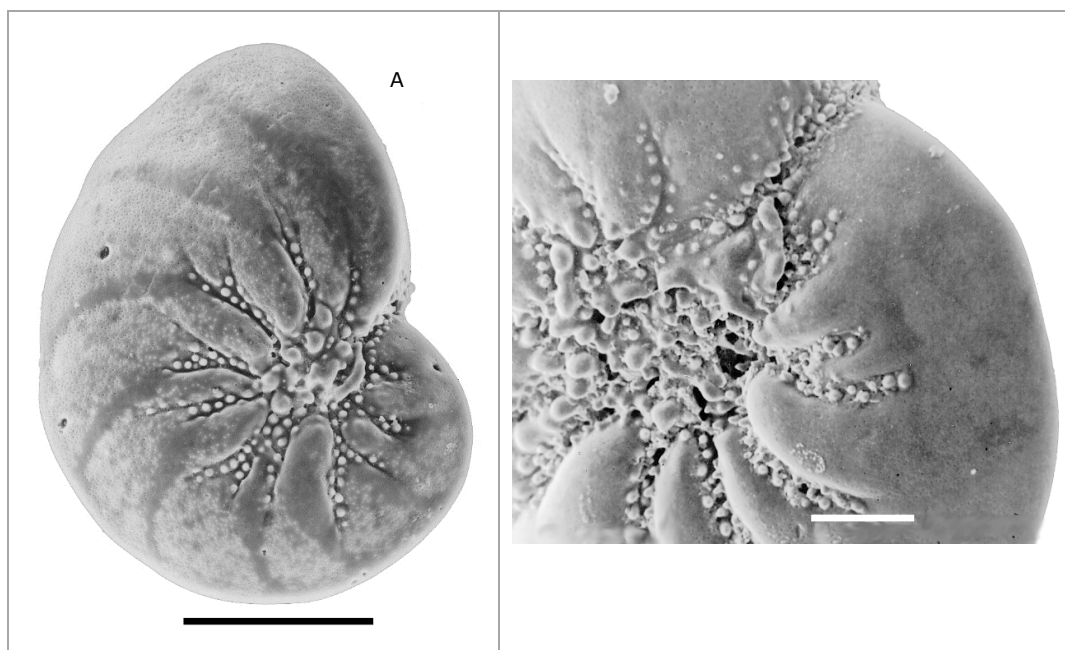
A partir da matriz de dados original, o número de espécimes/espécie/amostra, calculou-se a percentagem de cada espécie por amostra. Analisou-se a distribuição da abundância relativa das principais espécies, assim como de grupos de espécies, ao longo do *core*, tendo em consideração o conhecimento atual em relação à sua ecologia.

Utilizaram-se como medidas de diversidade o índice de Shannon (H_s) que enfatiza a riqueza dos povoamentos e pelo fato de ser um dos mais largamente utilizados na Ecologia das comunidades. A sua fórmula matemática, segundo Shannon e Weaver (1948), é:

$$H_{(s)} = -\sum_{ni=1}^s pi \ln pi, \text{ em que } pi = \frac{ni}{N}, H_{(s)} \text{ é a diversidade, } s \text{ o número total de espécies, } ni \text{ é o}$$

número de indivíduos da espécie i , N é o número total de indivíduos na amostra e pi é a proporção das diferentes espécies i da amostra (Shannon e Weaver, 1948).

Figura 15 – *Nonion fabum* (FICHTEL e MOLL, 1978).



Fonte: Imagem retirada de MARTINS e GOMES, (2004).

O número total de foraminíferos calculado por grama de sedimento total, e designado vulgarmente por densidade, pode ser usado com alguma cautela, como um indicador da produtividade deste grupo.

4.3 Resultados obtidos no *core* OMEX KSGX 40

O modelo de idades deste *core* baseia-se em cinco datações de radiocarbono obtidas em carapaças de foraminíferos, no Laboratório Beta Analytic Inc, Flórida, USA. Duas das datações foram recentemente adquiridas afim de melhorar o modelo de idades.

As idades usadas e representadas nos gráficos dos resultados deste capítulo baseiam-se nas idades calibradas 2 sigma. Para cálculo das idades calibradas (BP), foi utilizado o programa Calib 7.1, fazendo-se uso da curva INTCAL 13.

4.3.1 Datações de C¹⁴

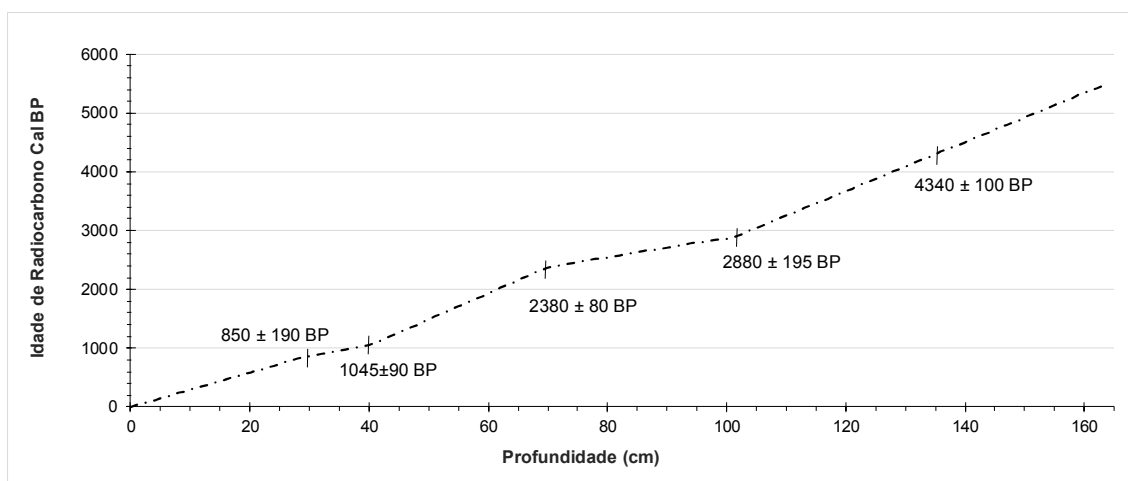
Os resultados de radiocarbono, determinados por AMS (Accelerator Mass Spectrometry), no Laboratório Beta Analytic, em carapaças de foraminíferos, dos níveis 28-29 cm, 39-40 cm, 69-70 cm 99-100 cm e 134-135 cm, forneceram as idades apresentadas na Tabela 4.

Tabela 4 - Resultados das datações de C¹⁴ efetuadas.

Nível	Idade Medida	Idade Convencional	Idade Calibrada 2 sigma	Beta Analytic n.º
28-29 cm	930±30 BP	1290±30 BP	910 a 1290 AD Cal 1040 a 660 Cal BP (=850 ± 190 anos Cal BP)	441337
39-40 cm	1110±40 BP	1500±30 BP	800 a 1000 AD Cal 1114 a 950 Cal BP (=1045±90 anos Cal BP)	154383
69-70 cm	2270±40 BP	2680±40 BP	510 a 350 BC Cal 2460 a 2300 Cal BP (=2380 ± 80 anos Cal BP)	154384
99-100	2610±30 BP	3060±30 BP	1125 a 735 BC Cal 3075 a 2685 Cal BP (=2880 ± 195 anos Cal BP)	441338
134-135 cm	3820±40 BP	4250±40 BP	2490 a 2290 BC Cal 4440 a 4240 Cal BP (=4340 ± 100 anos Cal BP)	154385

Fonte: O Autor, 2016.

A partir das idades determinadas calibradas 2 sigma, é possível inferir que o *core* KSGX 40 registra informações relativas aos últimos ≈5500 anos Cal BP, de acordo com o modelo de idades apresentado na Figura 16 e a amostragem de centímetro em centímetro permite uma resolução superior a 32 anos BP.

Figura 16 – Modelo de idades para o *core* KSGX 40.

Fonte: O Autor, 2016.

4.3.2 Taxa de acumulação de sedimentos

A taxa de acumulação média de sedimentos do *core* KSGX 40 foi estimada em cerca de 30 cm/1000 anos, admitindo-se uma taxa de acumulação constante entre os níveis datados (Tabela 5).

Tabela 5 - Taxa de acumulação média de sedimentos, entre os níveis datados

Secções do <i>core</i> KSGX 40	cm/1000 anos
0-29 cm	32,9
29-40 cm	54,4
40-70 cm	22,5
70-100 cm	60,0
100-135 cm	33,2
Taxa acumulação média de sedimentos	29,8

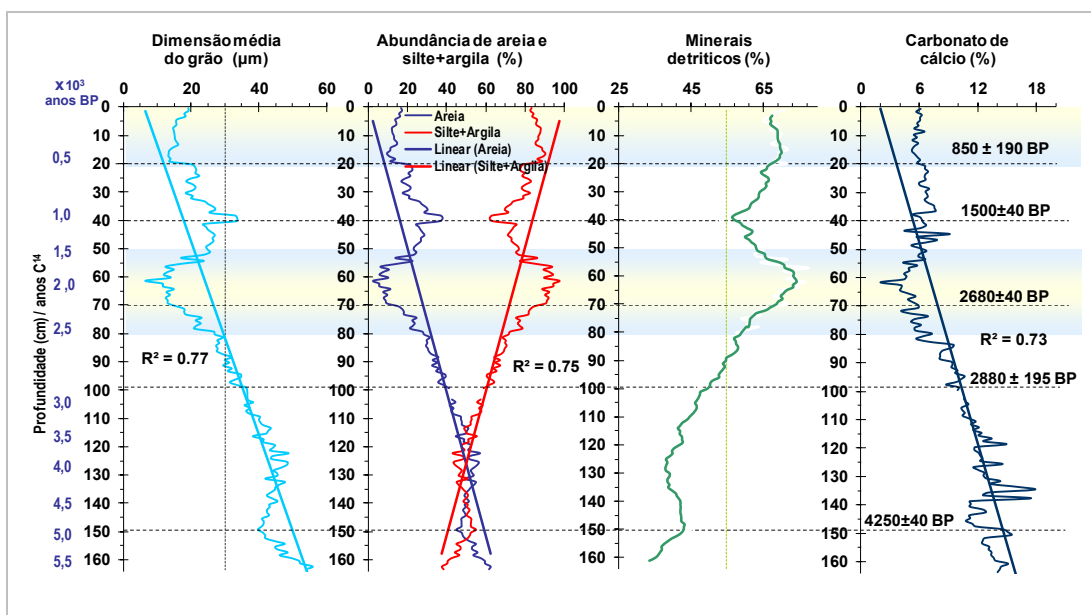
Fonte: O Autor, 2016.

As amostras recolhidas de centímetro em centímetro permitem uma resolução superior a 33,5 anos.

4.3.3 Textura do Sedimento

O tamanho médio do grão varia entre 6.5 e 56 μm (média 31 μm). As frações granulométricas finas predominam na composição dos sedimentos do *core* KSGX 40. A abundância da fração silto-argilosa (<63 μm) oscila entre 38-98 %. Esta fração predomina nos primeiros 120 cm do *core*, constituindo 50-98 % do sedimento. Abaixo do nível referido, observa-se a existência de uma maior proporção de fração arenosa (48-63 %) (Figura 17).

Figura 17 – Resultados de granulometria dos sedimentos, mineralogia (percentagem de minerais detriticos) e percentagem de carbonatos ao longo do *core* KSGX 40. Uma escala de idades está representada lateralmente. Foram sombreadas as frações mais finas do *core*.



Fonte: O Autor, 2016.

4.3.4 Composição mineralógica da fração fina (<63 μm) dos sedimentos

A fração fina dos sedimentos do *core* KSGX 40 é constituída, principalmente, por quartzo (66-33 %), filossilicatos (23-4 %), tais como mica/ilita (15-2,5 %), caulinita (6,5-1 %), clorita (< 2%), feldspato-K (14-3 %), plagioclasio (feldspato Ca-Na; 14-3 %) e calcita (12-6 %). Na fração fina do sedimento, é ainda significativa a abundância de dolomite (5-0,5 %), anatase (5-1 %), pirita (4-0,5 %), anidrita (4-1 %) e opala (3-0,5 %). Observam-se ainda ocorrências discretas, em algumas amostras, de siderita (>2 %), hematita (>2 %), zeólitos

(>1%) e pirita. Os carbonatos, calcita, dolomita e siderita e magnesita, representam em média 11% (7-16 %) do total dos minerais da fração fina. A pirita está presente ao longo de todo o *core*.

A percentagem dos minerais detríticos (quartzo, feldspatos e filossilicatos) variam entre 30-77 % (média 54,6%), atingindo valores mais elevados na extremidade superior do *core* (Figura 16), em coincidência com o aumento de filossilicatos.

4.3.5 Resultados geoquímicos

Os teores de carbonatos variam ao longo do *core* KSGX40 entre 17.9-2.0 % (média 8.8 %) (Figura 16). O teor de carbonatos é mais elevado na base do *core* e tende a reduzir em direção ao topo deste.

Os valores de δC^{13} variam ao longo do *core* KSGX40 entre -0.701 ‰ e -2.647 ‰ e os de δO^{18} entre 2.250 ‰ e 1.647 ‰.

Registra-se uma tendência geral de redução dos valores de δC^{13} da base até ao topo do *core*. Os valores desta variável reduzem essencialmente nas seções entre 90-50 cm e 30-0 cm (Figura17).

Os valores de δO^{18} são mais elevados na base e no topo do *core* e decrescem na seção lodosa do *core* situada entre 90-50 cm (Figura 18).

4.3.6 Associações de foraminíferos bentônico

Na Figura 17 estão representados os valores da densidade de foraminíferos bentônico ao longo do *core* KSGX 40, ou seja, o número de carapaças por grama de sedimento total. A densidade de foraminíferos bentônico é tendencialmente mais elevada entre a base do *core* e o nível 100 cm (~4000-10000 carapaças/g de sedimento).

Os valores do Índice de Shannon (H), usados como um indicador da diversidade das espécies variam entre 3.3 e 2.2 (média 2.8), são genericamente mais elevados até no nível 80 cm, aproximadamente, tornando-se mais reduzidos na extremidade superior do *core*.

A fauna de foraminíferos bentônico ao longo do *core* KSGX 40 foi descrita por Martins *et al.* (2006a). Ela pertence, na sua maioria, à Sub-Ordem Rotaliina Delage e Hérourd, 1896 (>96 %). Os foraminíferos aglutinados pertencentes, à Sub-Ordem Textulariina Delage e Hérourd, 1896 e à Sub-Ordem Trochamminina Brönnimann e Whittaker, 1988, estão muito pouco representados (<4 %), sendo mais frequentes na zona inferior do *core* KSGX 40 (entre 164-80 cm). Verifica-se uma situação idêntica, com a frequência de indivíduos pertencentes à Sub-Ordem Miliolina Delage e Hérourd, 1896 (<2 %).

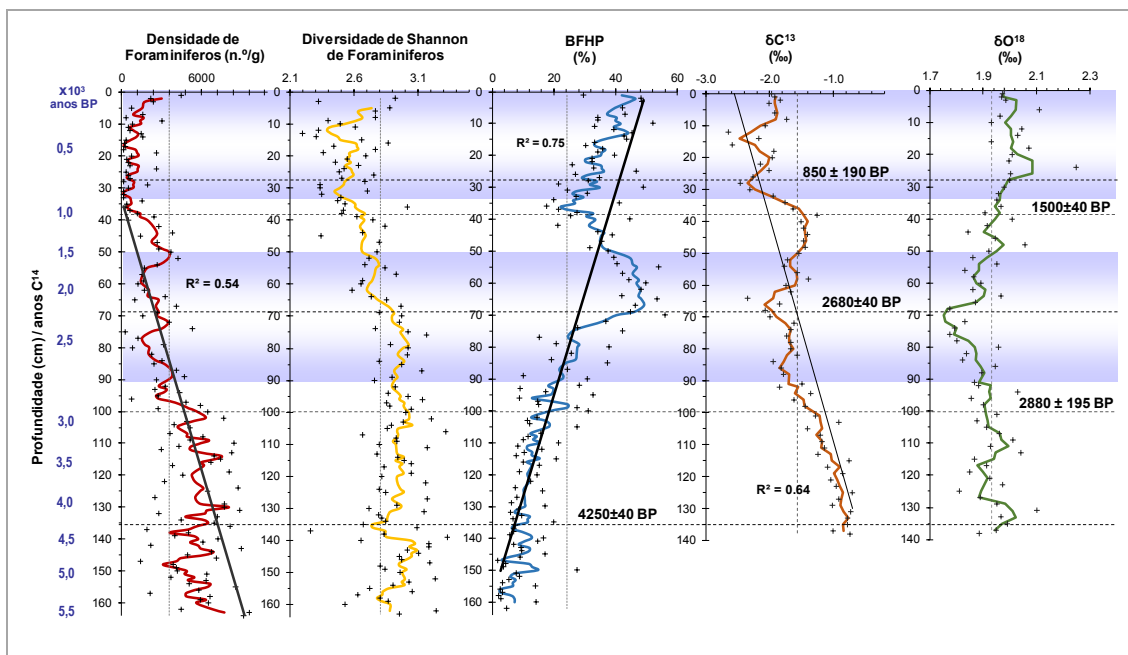
As associações de foraminíferos bentônico são dominadas pelas seguintes espécies, por ordem decrescente de abundância (≥ 10 %): *Bolivina spathulata*, *Bolivina ordinaria*, *Nonion fabum*, *Cassidulina laevigata*/C. *carinata*, *Bolivina pseudoplicata*, *Valvulineria bradyana*, *Bolivina pacifica*, *Cibicides ungerianus*, *Cassidulina minuta*, *Hyalinea balthica*, *Gavelinopsis praegeri* e *Bulimina elongata*. É ainda significativa a presença, em alguns níveis de indivíduos de: *Bulimina marginata*, *Stainforthia fusiformis*, *Bolivina skagerrakensis*, *Fursenkoina loeblichii*, *Ammonia beccarii*, *Bolivina difformis*, *Cassidulina crassa*, *Uvigerina peregrina*, *Epistominella vítrea*, *Globocassidulina subglobosa*, *Nonionella stella*, *Cribronion gerthi*, *Cassidulina teretis*, *Buliminella tenuata*, *Stainforthia complanata*, *Globocassidulina rossensis* e *Hanzawaia nitidula*. São importantes, em alguns níveis, os indivíduos pertencentes aos géneros *Stainforthia*/*Fursenkoina* spp. (<13 %), *Uvigerina* spp. (<7 %) e *Nonionella* spp. (<6 %).

Bolivina spp. (23-67%), *Cassidulina* / *Globocassidulina* spp. (3-30%), *Bulimina* spp. (3-16%), *Cibicides* spp. (0,3-19%), *Fursenkoina*/ *Stainforthia* spp. (0- 13%), e *Nonionella* spp. (0-6%) são os *taxa* mais abundantes. A percentagem de espécies como *Brizalina spathulata*, *Bolivina ordinaria*, *Brizalina pacifica*, *Stainforthia fusiformis*, *Nonionella stella* e *Buliminella tenuata* aumenta em sedimentos mais finos. Estas espécies são relacionadas com um fluxo elevado e duradouro da matéria orgânica, de uma baixa velocidade de correntes do fundo e foram incluídos no cálculo do “Benthic Foraminifera High Productivity index” (BFHP) definido por Martins *et al.* (2005, 2006a, 2007a).

Os valores do índice BFHP constituído pela percentagem total de espécies oportunistas e associadas a produtividade elevada variam entre 3-70%. Os valores de BFHP aumentam essencialmente na parte superior do *core* KSGX 40 essencialmente entre 100 e 0 cm de profundidade, registrando-se valores mais elevados nas secções entre 90-50 cm e entre

30-0 cm (Figura 18). É de salientar que nestas faixas os valores de δC^{13} reduzem e os de δO^{18} aumentam, o sedimento torna-se mais fino, mais rico em minerais detríticos e mais empobrecido em carbonatos (Figura 18).

Figura 18 – Resultados ao longo do *core* KSGX 40 da densidade e diversidade de foraminíferos, do índice BFHP, em confronto com os valores de δC^{13} e δO^{18} nos primeiros 140 cm do referido *core*.



Fonte: O Autor, 2016.

4.4 Discussão dos resultados KSGX 40

O *core* KSGX 40 é constituído, da base para o topo, por uma sequência grano-decrescente (Figura 16). A diminuição da granulometria dos sedimentos está bem expressa na redução da dimensão média do grão e da percentagem de fração arenosa (<63 μm) e no aumento da percentagem de finos (Figura 16). A diminuição da dimensão média do grão é mais notória entre as seções 125-60 cm, onde este parâmetro atinge valores mínimos.

Depositaram-se sedimentos mais grosseiros abaixo do nível 80 cm (Figura 16); esta faixa é caracterizada por uma menor proporção de finos e por valores mais elevados da

dimensão média do grão e da percentagem da fração arenosa, assim como por teores mais elevados de carbonatos (aspecto evidenciado pela mineralogia e teores de carbonatos).

Acima do nível de 80 cm, os sedimentos apresentam, de um modo geral, uma menor dimensão média do grão. Os 80 cm superiores do *core* são marcados por dois episódios de aumento significativo das frações finas do sedimento, entre 80-55 cm e acima do nível 35 cm; na secção intercalar, entre 55-35 cm, observa-se um ligeiro aumento da dimensão média do grão e da percentagem da fração arenosa do sedimento (Figura 17).

É um fato marcante a correspondência que existe entre a granulometria dos sedimentos do *core* KSGX 40 e o teor de CaCO_3 (Figura 17). A curva da distribuição dos valores de CaCO_3 segue, genericamente, a da dimensão média do grão, verificando-se que o sedimento mais grosso é também o mais rico em carbonatos. Por exemplo, na base do *core*, o conteúdo de carbonatos do sedimento, atinge 15 %, apresentando valores de 4-6 %, no nível mais fino.

O total de minerais detríticos (mica, caulinita, clorita, quartzo, feldspato-K, plagioclásio) permite identificar períodos de maior fornecimento de terrígenos. A fração fina dos sedimentos ($<63 \mu\text{m}$) é, predominantemente, constituída por minerais detríticos (74-92 %), o que significa que nos últimos 5500 anos BP, foi importante o fornecimento de materiais terrígenos ao local estudado.

O gráfico da distribuição do total de minerais detríticos apresentado na Figura 16 revela que este fornecimento foi mais elevado na secção superior do *core* (nos primeiros 100 cm). Reconhece-se, porém, a existência de episódios recorrentes de maior fornecimento de terrígenos entre 90-50 cm e 30-0 cm.

Na secção superior do *core* KSGX 40 aumenta a proporção de minerais detríticos e aumenta também genericamente a taxa de acumulação de sedimentos. Estas secções (entre 90-50 cm e 30-0 cm) registram um maior fornecimento de terrígenos (Figura 16), tendo sido, contudo, mais reduzida a contribuição de carbonatos.

Relacionando os resultados da densidade de foraminíferos com dados texturais dos sedimentos podemos concluir que, no *core* KSGX 40, existe uma correspondência nítida entre a dimensão média do grão do sedimento e o número de carapaças de foraminíferos. As carapaças de foraminíferos são genericamente mais abundantes, nas zonas onde é maior a dimensão média do grão do sedimento e mais abundante a fração arenosa ($>63 \mu\text{m}$) e mais elevado o teor de carbonatos.

O aumento muito significativo da proporção de finos, nos sedimentos da extremidade superior do *core* coincide com a diminuição da densidade de foraminíferos. Estes resultados indicam que as testas de foraminíferos são uma contribuição importante para os teores de carbonatos deste *core*. Parte dos carbonatos têm, pois, uma origem biogénica, sendo provavelmente suas fontes principais, as carapaças de foraminíferos e as conchas de moluscos, as quais são mais abundantes na parte inferior do *core*.

A diversidade de foraminíferos reduz também na parte superior do *core* KSGX 40 estudado, sobretudo na secção localizada entre 76-9 cm. Esta configuração geral parece estar relacionada com a redução da dimensão média do grão do sedimento da base para o topo do *core*, em consequência do aumento da proporção de finos na composição dos sedimentos. Estes resultados sugerem que os fatores que controlaram a dimensão das partículas sedimentares depositadas, tiveram também repercussões na dimensão e estrutura das associações de foraminíferos bentônicos. É de salientar que nesta parte superior do *core* KSGX 40 se registram os valores mais elevados de BFHP, indicadores de um aumento da representatividade nas associações de foraminíferos de indivíduos associados ao fornecimento elevado de matéria orgânica.

A pirita está presente na fração fina dos sedimentos, ao longo de todo o *core* KSGX 40. Foram identificadas partículas framboidais de pirita, na fração sedimentar arenosa, e depósitos de pirita a cobrir carapaças de foraminíferos ou a preencher total ou parcialmente o interior destas. A pirita é um mineral diagenético, formado apenas em condições anóxicas. Resulta da reação do ion sulfato, com o ion de Fe reduzido. Este processo é mediado pela matéria orgânica que atinge o fundo do oceano. A presença deste mineral é indicadora de teores muito elevados de matéria orgânica e de condições redutoras prevalecentes no sedimento sobretudo nos primeiros 100 cm do *core* KSGX 40.

A fauna bentónica de foraminíferos é constituída em grande parte por espécies características de meios ricos em matéria orgânica e tolerância a teores muito baixos de oxigénio (32-75 %), como: *Ammonia beccarii*, *Bolivina* spp. (*B. albatrossi*, *B. compacta*, *B. difformis*, *B. dilatata*, *B. ordinaria*, *B. pseudoplicata*, *B. pygmaea*, *B. robusta*, *B. skagerrakensis*, *B. striatula*, *B. seminuda*, *B. pacifica*, *B. spathulata*, *B. subaenariensis*, *B. subspinescens*), *Buliminella tenuata*, *Chilostomella* spp. (*C. oolina*, *C. ovoidea*), *Eggerelloides scaber*, *Fursenkoina* spp. (*F. loeblichii*, *F. pauciloculata*), *Globobulimina* spp., *Nonionella* spp. (*N. bradii*, *N. iridea*, *N. stella*, *N. turgida*), *Quinqueloculina seminula*,

Sagrina subspinescens, *Stainforthia* spp. (*S. complanata*, *S. feylingi*, *S. fusiformis*) e *Valvulineria bradyana*. Algumas das espécies referidas podem viver em ambientes disóxicos e suportar períodos de anóxia periódica (<20 %), como é o caso de: *A. beccarii*, *B. tenuata*, *C. oolina*, *C. ovoidea*, *E. scaber*, *F. loeblichii*, *N. stella*, *N. turgida*, *S. complanata*, *S. feylingi* e *S. fusiformis*. A abundância destas espécies aumenta na extremidade superior do *core* KSGX 40, enquanto na parte inferior (entre 100-164 cm) aumenta a percentagem de espécies típicas de ambientes oxigenados, como por exemplo: *Cibicides* spp., *Cancris* spp., *Discorbis* spp., *Elphidium* spp., *Eoepionidella pulchella*, *Gavelinopsis praegeri*, *Hanzawaia nitidula*, *Hoeglundina elegans*, *Hyalinea balthica*, *Neoconorbina parkerae*, *Patellina corrugata*, *Planorbulina mediterraneensis* e *Trifarina angulosa*, de acordo com Martins *et al.* (2005, 2006a, 2007a).

Da base para a extremidade superior do *core*, observa-se uma tendência para o aumento da proporção dos foraminíferos bentônico associados a teores elevados de matéria orgânica, assim como dos foraminíferos bentônico capazes de suportar a redução acentuada dos teores de oxigênio no sedimento, ou na água do fundo, verificando-se, em contrapartida, uma diminuição da proporção de espécimes característicos de meios relativamente bem oxigenados.

A abundância relativa de foraminíferos bentônicos indicadores de meios mais ricos em matéria orgânica e de suportar redução acentuada dos teores de oxigênio no sedimento ou na água do fundo é, genericamente, mais elevada nos primeiros 80 cm do *core*, sendo em contrapartida mais elevada a percentagem de carapaças pertencentes a indivíduos característicos de meios bem oxigenados, posicionados abaixo daquele nível.

A maior proporção de espécies indicadoras de meios ricos em matéria orgânica e pobres em oxigênio (valores de BFHP, Figura 18) é, de um modo geral, mais elevada nos últimos ~2500 anos Cal BP, mas sobretudo no período compreendido entre 2000-1500 anos Cal BP, aproximadamente (75-50 cm), e entre ~750 anos Cal BP e a atualidade (30-0 cm).

Os resultados apresentados sugerem a ocorrência de um aumento do conteúdo em Corg (Carbono Orgânico), nos sedimentos do Depósito Lodoso da Galiza, entre 2500 anos Cal BP e a atualidade, podendo ter um aumento mais acentuado, entre ≈2000-1500 anos Cal BP (75-50 cm), e entre ~750 anos Cal BP e a atualidade (30-0 cm).

No período entre ≈2000-1500 anos Cal BP (75-50 cm) a redução dos valores de δC^{13} e de δO^{18} sugerem que parte do conteúdo orgânico fornecido pode ser de origem continental,

associado à presença de águas relativamente quentes. O contributo de carbono orgânico de origem continental podendo ser importante também no período mais recente ~750 anos Cal BP e a atualidade (30-0 cm), associado porém em águas mais frias.

Os dados apresentados relevam a ocorrência de mudanças na textura e na composição mineralógica e geoquímica da fração fina dos sedimentos, nos últimos 5500 anos BP, no local estudado, provavelmente em função de mudanças de condições hidrodinâmicas. Condições menos hidrodinâmicas na área de estudo poderão ter facilitado a acumulação da matéria orgânica e de partículas sedimentares finas. Nos níveis mais lodosos o contributo de carbono orgânico de origem continental poderá ter sido também importante, mas associado a temperaturas das massas de água diferenciadas.

4.5 Conclusões referente ao *core* KSGX 40

Os dados estudados, texturais, mineralógicos, micropaleontológicos (foraminíferos bentônico e planctônicos) e geoquímicos do *core* KSGX 40 evidenciam a ocorrência de alterações hidrodinâmicas, as quais influenciaram o fornecimento de sedimentos (granulometria e composição) e de matéria orgânica para o fundo oceânico na área de estudo, localizada na plataforma continental externa ao largo da Galiza. Mudanças climáticas no Holoceno com influência no padrão de ventos predominantes poderão ter condicionado as condições hidrográficas ao largo da Galiza.

5 ESTUDO DO *CORE* OMEX KSGX 24

Neste capítulo são apresentados e analisados os resultados de isótopos estáveis obtidos no *core* OMEX KSGX 24.

Este *core* foi coletado no setor externo da Ria de Vigo, Galiza, à latitude de 42°12'48" N, longitude de 8°51'90" W e à profundidade de 39 m, durante o Cruzeiro NO CÔTES DE LA MANCHE – Missão GAMINEX (de 8/07/1998 a 19/07/1998) (Figura 18). O *core* KSGX 24 apresenta 236 cm de comprimento.

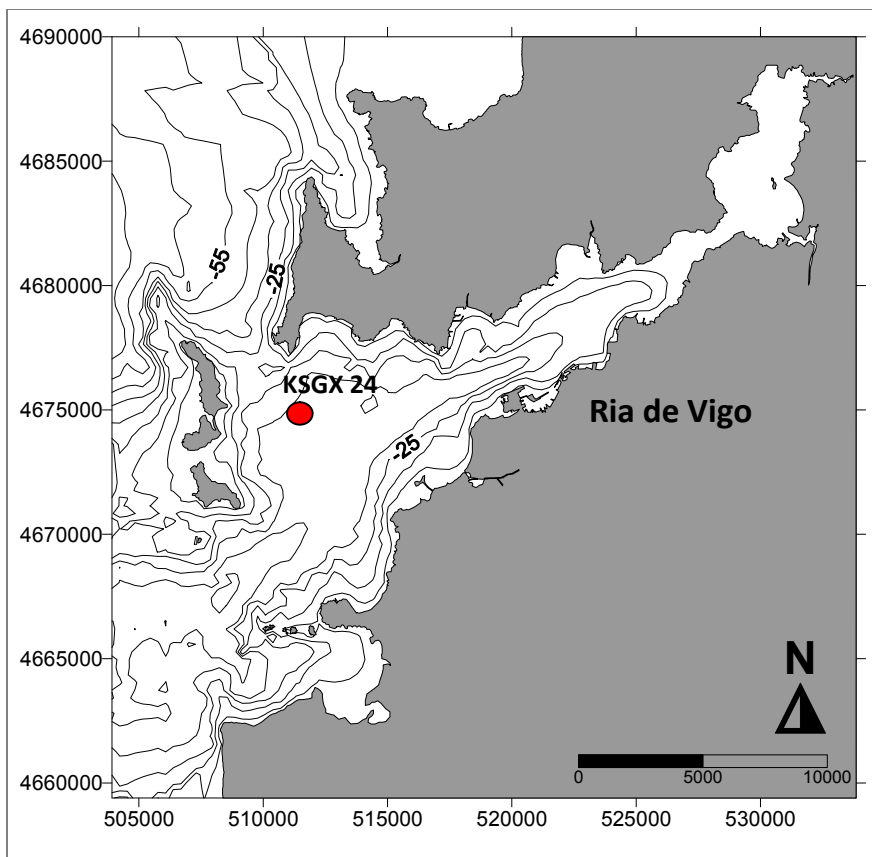
5.1 Introdução

Neste estudo, os resultados de isótopos estáveis adquiridos no *core* KSGX 24 são confrontados com alguns resultados adquiridos e analisados por Martins *et al.* (2013b, 2011, 2007b).

Através do estudo do *core* KSGX 24 (Figura 19), pretendeu-se identificar, durante o Holoceno terminal, alterações paleoceanográficas no setor externo da Ria de Vigo, com expressão a nível textural, na composição mineralógica e geoquímica dos sedimentos e nas associações de foraminíferos bentônico.

Confrontaram-se os resultados obtidos neste *core* com o que foi recolhido na plataforma continental da mesma região (*core* KSGX 40).

Figura 19 - Localização do *core* KSGX 24, na Ria de Vigo.



Fonte: O Autor, 2016.

5.2 Metodologia aplicada ao estudo do *core* KSGX 24

O *core* KSGX 24 foi amostrado a cada cm. A análise textural, geoquímica (conteúdo em carbonato de cálcio) e mineralógica da fração sedimentar <63 μm (finos) foi efetuada em amostras de sedimentos recolhidas de cm em cm. Os estudos micropaleontológicos de foraminíferos bentônico foram efetuados em amostras separadas de 1 cm (ou seja a cada 2 cm). Estes resultados foram adquiridos e analisados por Martins *et al.* (2013b, 2011, 2007b).

Para este trabalho foram obtidos dados de δC^{13} e de δN^{15} em matéria orgânica contida no sedimento, a cada 2 cm, após remoção dos carbonatos com HCl 1M e remoção do ácido clorídrico com água Milli-Q. Depois de removidos os carbonatos e lavadas as amostras, estas foram secas numa estufa e desagregadas com num almofariz de ágata. Após estes procedimentos os valores de δC^{13} foram determinados por fluxo contínuo no espectrómetro de

massa (CF-IRM) Finnigan MAT253, na Universidade de Vigo, Espanha. Os valores de δN^{15} foram também determinados com o mesmo equipamento.

Os dados texturais do *core* KSGX 24 foram obtidos com um microgranulômetro a laser (MALVERN 3600E), a mineralogia da fração fina (<63 μm) dos sedimentos foi avaliada por técnicas de Difração de Raios X, os teores de carbonatos foram determinados por um método gasométrico e os dados microfaunais (foraminíferos bentônico) foram obtidos com as mesmas metodologias já referidas no capítulo anterior, relacionado com o estudo do *core* KSGX 40. Foram identificadas as espécies de foraminíferos bentônico nas amostras estudadas ao longo do *core* KSGX 24, tendo-se registrado o número de indivíduos de cada espécie, por amostra, e calculada a sua abundância relativa.

Foram efetuadas quatro datações de radiocarbono em carapaças de foraminíferos pertencentes a várias espécies. Os resultados de radiocarbono foram determinadas por AMS (Accelerator Mass Spectrometry), no Laboratório Beta Analytic, nos níveis 33-34 cm, 71-72 cm, 143-145 cm e 193-194 cm. As idades representadas nos gráficos dos resultados apresentados neste capítulo baseiam-se nas idades calibradas 2 sigma. As idades usadas e representadas nos gráficos dos resultados deste capítulo baseiam-se nas idades calibradas 2 sigma. Para cálculo das idades calibradas (BP), foi utilizado o programa Calib 7.1, fazendo-se uso da curva INTCAL 13.

5.3 Resultados obtidos no *core* KSGX 24

O *core* KSGX 24 é composto por uma vasa siltosa cinzenta, sendo caracterizado pela presença de três fácies: da base até 188 cm, o *core* é constituído por um sedimento vasoso mais compacto; entre 188 cm e 136 cm, ocorre uma intercalação de vasa cinzenta clara na qual estão presentes conchas. Ocupa o topo do *core* um sedimento silto-vasoso cinzento a negro rico em água.

5.3.1 Modelo de idade

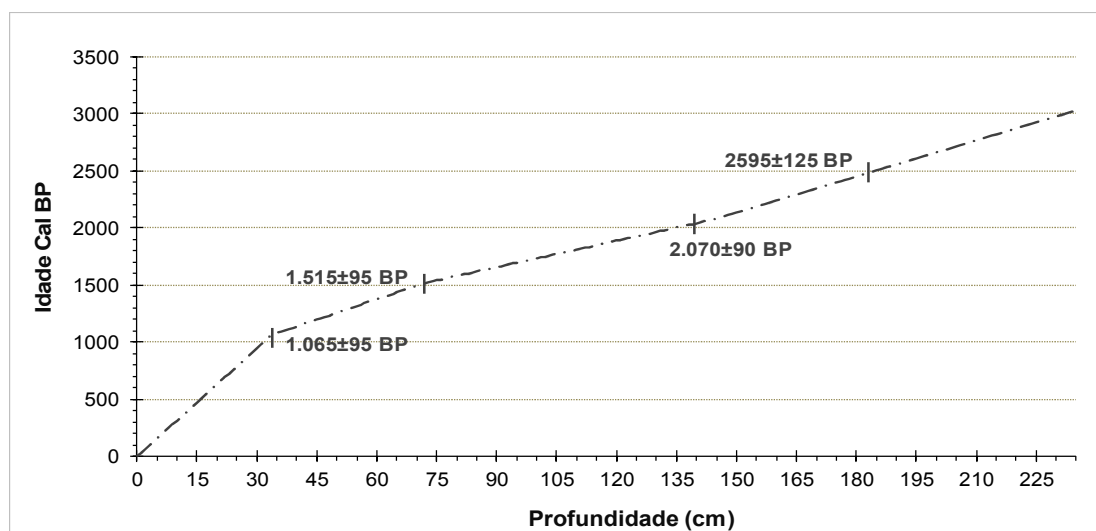
Os resultados das datações de radiocarbono obtidas nos níveis 33-34 cm, 71-72 cm, 143-145 cm e 193-194 cm estão incluídos na Tabela 6. O modelo de idades estimado por interpolação das idades determinadas nos níveis datados encontra-se representado no gráfico da Figura 20. A partir do modelo de idades, é possível inferir que o *core* KSGX 24 registra informações relativas aos últimos 3000 anos cal BP, aproximadamente. A amostragem de centímetro em centímetro permite uma resolução superior a 23 anos cal BP.

Tabela 6 - Resultados das datações de C^{14} por AMS, efetuadas no *core* KSGX 24, em carapaças de foraminíferos.

Nível	Idade Medida	Idade Convencional	Idade Calibrada 2 sigma	Beta Analytic n.º
33-34 cm	1140 ± 40 BP	1520 ± 40 BP	780 a 980 AD Cal 1160 a 970 BP Cal (=1065±95)	209729
71-72 cm	1560 ± 40 BP	1970 ± 40 BP	340 a 530 AD Cal 1610 a 1420 BP Cal (=1515±95)	164.243
143-145 cm	2030 ± 40 BP	2440 ± 40 BP	210 a 30 BC Cal 2160 a 1980 BP Cal (=2070±90)	164.244
193-194 cm	2440 ± 40 BP	2850 ± 40 BP	770 a 520 BC Cal 2720 a 2470 BP Cal (=2595±125)	164.245

Fonte: O Autor, 2016.

Figura 20 – Modelo de idades para o *core* KSGX 24.



Fonte: O autor, 2016.

5.3.2 Taxa acumulação de sedimentos

A taxa de acumulação média de sedimentos do core KSGX24 foi estimada em cerca de 75 cm/1000 anos (Tabela 7). Considerando-se as datações efetuadas, a taxa de acumulação média variou em diferentes secções do *core* entre 32-130 cm/1000 anos, tendo-se considerado uma taxa de acumulação constante entre os níveis datados.

Tabela 7– Taxa acumulação média de sedimentos, entre os níveis datados estimada com base em idades calibradas 2 sigma.

Secções do <i>core</i> KSGX 24	cm/1000 anos
0-34 cm	31.9
34-72 cm	84.4
72-144 cm	129.7
144-193 cm	95.2
Taxa de acumulação média de sedimentos	74.8

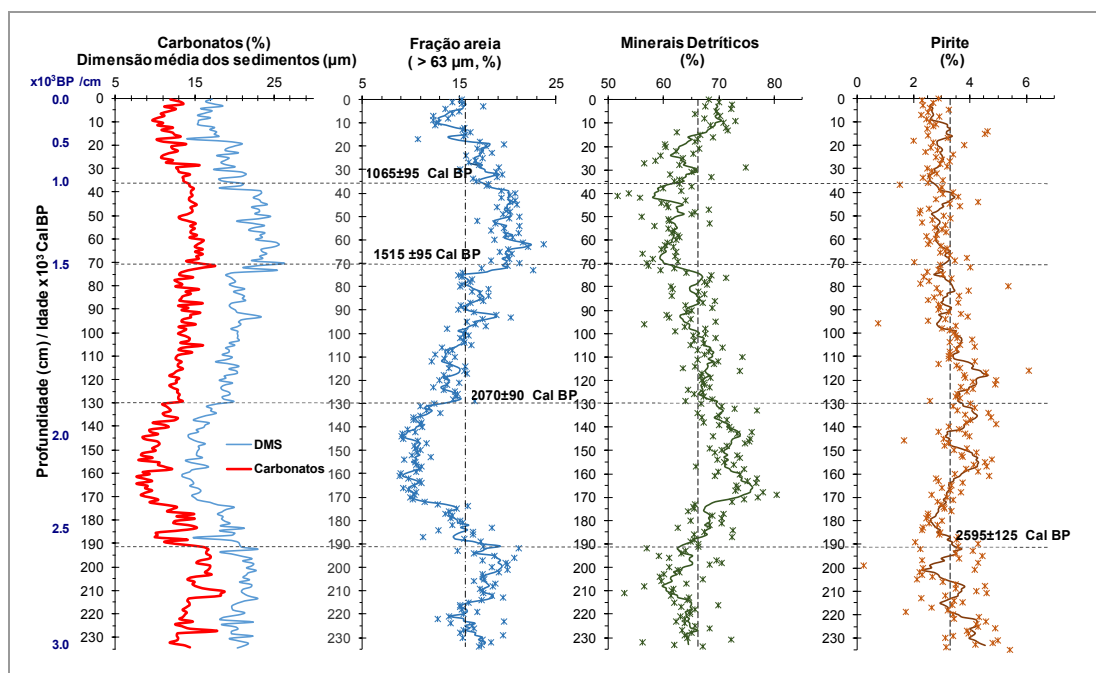
Fonte: O Autor, 2016.

5.3.3 Granulometria dos sedimentos e teores de carbonato de cálcio

O *core* KSGX 24 é constituído por uma vasa siltosa acinzentada, com dimensão média do grão entre 13-26 μm . A fração siltosa representa 76-92 % do sedimento (Figura 20). A granulometria do sedimento reduz nas secções 175-75 cm e nos primeiros 30 cm.

Os teores de CaCO_3 variam entre 7-22 %. O perfil de distribuição dos teores de carbonatos é idêntico ao da dimensão média do grão (Figura 21). Os teores de CaCO_3 reduzem também nas secções 175-75 cm e nos primeiros 30 cm.

Figura 21 – Valores da dimensão média do grão (em μm), da percentagem de carbonato de cálcio, de minerais detríticos e de pirite, nos sedimentos do *core* KSGX 24. A esquerda é apresentada uma escala de idades. São indicadas as idades de C^{14} nos níveis datados (tracejado horizontal).



Fonte: O Autor, 2016.

5.3.4 Composição mineralógica

Os resultados de semiquantificação de DRX da composição mineralógica das frações finas revelou que os sedimentos são compostos principalmente de quartzo (17%-42%), filossilicatos (11% -49%, principalmente por moscovita, biotita e ilita), feldspatos (10% - 27%) e calcita (<22%). Componentes menores (<11%) incluem opala C/T, anatase, siderita, dolomita e pirita. A pirita está presente ao longo de todo o *core* (Figura 20).

O total de minerais detríticos varia entre 52-81%, sendo relativamente mais elevada nas secções entre 175-75 cm e nos primeiros 25 cm do *core* (Figura 21).

5.3.5 Composição das associações de foraminíferos bentônicos

Foram identificadas cerca de 100 espécies de foraminíferos bentônicos ao longo do *core* KSGX 24. A fauna de foraminíferos bentônicos reconhecidas pertencem na sua maioria (>90 %) à Sub-Ordem Rotaliina Delage e Hérouard, 1896. Os foraminíferos aglutinados,

pertencentes à Sub-Ordem Textulariina Delage e Hérouard, 1896 e à Sub-Ordem Trochamminina Brönnimann e Whittaker, 1988, são pouco abundantes (<8 %), estando presentes na maioria das amostras estudadas. A Sub-Ordem Miliolina Delage e Hérouard, 1896, está muito pouco representada (<1 %) ao longo do *core*.

Os géneros mais representados são: *Bolivina* spp. (13-55 %), *Cibicides* spp. (8-43 %), *Bulimina* spp. (5-16 %), *Cassidulina/Globocassidulina* spp. (2-8 %), *Elphidium* spp. (1-9 %); as espécies uniloculares, no seu conjunto, constituem 0-8 % da associação.

Foram identificadas 7 espécies com uma abundância relativa >10 %, em pelo menos uma das amostras estudadas: *Nonion fabum* (<38 %), *Cibicides ungerianus* (<31 %), *Bolivina pseudoplicata* (<26 %), *Bolivina spathulata* (<21 %), *Bolivina ordinaria* (<21 %), *Bulimina elongata* (<14 %), *Ammonia beccarii* (<14 %). É ainda relevante, em alguns níveis, a presença de *Elphidium gerthi* (<8 %), *Asterigerinata mamila* (<7 %), *Gavelinopsis praegeri* (<7 %), *Bolivina difformis* (<5 %) e *Valvulineria bradyana* (<3 %). As associações de foraminíferos bentônico encontradas ao longo do *core* KSGX 24 são constituídas, principalmente, por uma fauna tipicamente da plataforma interna e média.

Algumas espécies de foraminíferos bentônico encontradas neste *core* têm comportamento oportunista e refletem um fluxo elevado e sustentável da matéria orgânica (MO), como os bolivinídeos e buliminídeos, *Nonion fabum*, *Ammonia beccarii*, *Rectuvigerina phlegeri*, *Elphidium gerthi*, *Hyalinea balthica*, *Nonionella stella* e *Valvulineria bradyana* (DIZ *et al.*, 2004, 2006; MARTINS *et al.*, 2005 e referências citadas). A abundância relativa total destas espécies foram usada como um proxy de paleoprodutividade (“benthic foraminifera high productivity” - BFHP), com o objetivo de identificar alterações no fluxo de MO para o ambiente sedimentar na área de estudo. Os valores de BFHP variam entre 39% e 76% e são mais elevados na secção entre 180-80 cm, apresentando uma tendência para aumentar nos primeiros 25 cm do *core* (Figura 21). Os valores mais elevados de BFHP ocorrem, em geral, em sedimentos mais finos.

Um número significativo de espécies na composição das associações microfaunísticas de foraminíferos bentônicos do *core* KSGX 24 são mais característicos de ambientes mais profundos. No registro sedimentar do *core* KSGX 24, a abundância relativa de espécies são típicas da plataforma externa e de ambientes batiais, é muito significativa, constituindo, no seu conjunto, 16-44 % dos foraminíferos bentônicos identificados. A percentagem total destas espécies usadas neste trabalho como *proxy* de maior influência oceânica na área de estudo

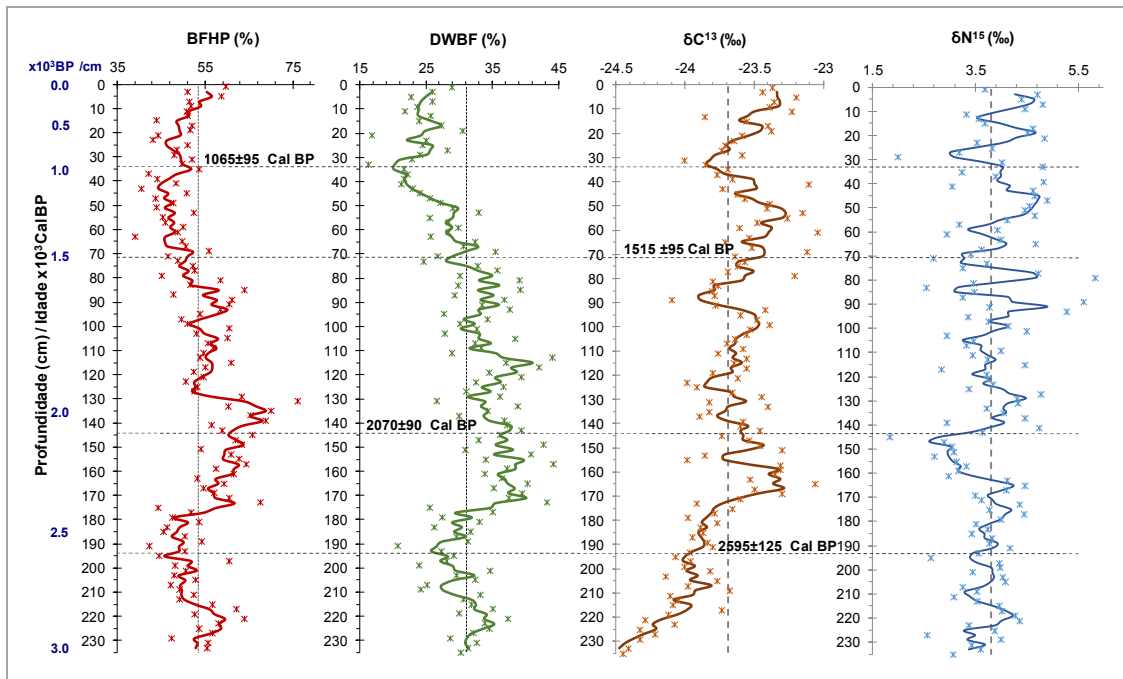
(“deep water benthic foraminifera” – DWBF) no setor externo da Ria de Vigo. Os valores do DWBF são mais elevados na secção entre 175-80 cm (Figura 21).

5.3.6 Resultados de isótopos estáveis

Os valores de δC^{13} em matéria orgânica variam ao longo do *core* KSGX24 entre -24,45 ‰ e -23,04 ‰ (média -23,69 ‰) e os de δN^{15} entre 1,85 ‰ e 5,84 ‰ (média 3,81‰). Ocorrem valores mais baixos de δC^{13} na base do *core* e mais elevados em várias secções deste como por exemplo entre: 175-90 cm, 80-40 cm e 30-0 cm (Figura 22).

Os valores de δN^{15} oscilam em torno da média. Em algumas das secções tendem a manter-se abaixo da média (como por exemplo nas secções 210-180 cm, 160-140 cm, enquanto em outros, se verifica a situação contrária, sem nenhuma tendência clara de evolução temporal longa (Figura 22).

Figura 22 – Valores do *proxy* de paleoprodutividade (“benthic foraminifera high productivity” - BFHP), do *proxy* de maior influência oceânica na área de estudo (“deep water benthic foraminifera” – DWBF), de δC^{13} (‰) e de δN^{15} (‰) em matéria orgânica. À esquerda é apresentada uma escala de idades. São indicadas as idades de C^{14} nos níveis datados (tracejado horizontal).



Fonte: O Autor, 2016.

5.4 Discussão dos Resultados no *core* KSGX 24

A fauna de foraminíferos bentônico, identificada ao longo do *core* KSGX 24, é na sua maior parte constituída por espécies marinhas cujas populações vivas são mais desenvolvidas atualmente na plataforma interna a média, desaparecendo ou tornando-se pouco frequentes a partir da plataforma externa, em direção a profundidades batiais (LEVY *et al.*, 1995, 1993, 1984; MARTINS *et al.*, 2012).

No registo sedimentar do *core* KSGX 24, a abundância relativa de espécies cujas populações vivas são mais desenvolvidas na plataforma externa e em ambientes batiais (LEVY *et al.*, 1995, 1993, 1984; MARTINS *et al.*, 2012), e que integram a variável DWBF, é muito significativa, constituindo uma evidência da influência oceânica. Assim, valores mais

elevados de DWBF traduzem provavelmente períodos de maior influência oceânica no setor externo da Ria de Vigo (MARTINS *et al.*, 2013b).

O fato dos sedimentos do *core* KSGX 24 serem finos indica que, na área de estudo, existe a prevalência de um regime de baixo hidrodinamismo nos últimos 3000 anos BP (MARTINS *et al.*, 2013b).

Porém este *core* registra duas fases de menor hidrodinamismo nas secções 175-75 cm e nos primeiros 30 cm, em que os sedimentos se tornaram mais finos, correspondentes aos períodos compreendidos entre 2,5-1,5 Ka BP e 0,75 Ka BP. Estas duas faixas coincidem genericamente com a redução dos teores de carbonatos, com o aumento da proporção de minerais detríticos na composição do sedimento e ainda com a elevação dos valores de δC^{13} (‰) e de BFHP. Na secção intermédia é nítido também o aumento dos valores de DWBF. Porém na parte superior do *core* não é notório o aumento destes valores, apenas os de BFHP. Verifica-se ainda que a taxa de sedimentação é a mais elevada na secção intermédia do *core*, sendo em contrapartida a mais baixa na secção superior do *core*.

A influência oceânica na Ria de Vigo poderá ter sido maior, como revelam os dados de DWBF, sobretudo entre 2,5-1,5 BP (MARTINS *et al.*, 2013b). Os valores de BFHP mais elevados entre 2,5-1,5 Ka BP e 0,5 Ka BP são indicadores de um aumento do fluxo de matéria orgânica para o ambiente sedimentar (MARTINS *et al.*, 2013b). Os valores de δC^{13} obtidos na matéria orgânica do *core* KSGX 24 indicam que esta é de fonte sobretudo continental como previamente também proposto por Diz *et al.* (2002). O aumento dos valores de δC^{13} nas secções entre 175-75 cm e nos primeiros 30 cm do *core* KSGX 24 indicam que este contributo se poderá ter devido a um aumento da contribuição da MO produzida no oceano e a uma redução da MO de origem continental.

O *upwelling* costeiro é um dos fenómenos que contribui para o aumento da produtividade oceânica na Margem Continental Ibérica. A região da Galiza é uma das zonas da Margem Continental Ibérica em que o *upwelling* costeiro é mais intenso. O *upwelling* começa mais cedo, é mais forte e mais persistente junto ao Cabo Finisterra (43° N), reduzindo de intensidade para sul (PREGO e BAO, 1997). Os fenómenos de *upwelling* transportam para a Ria de Vigo águas frias e ricas em nutrientes. Atualmente, a chegada deste tipo de água em eventos intensos implica a diminuição da temperatura das águas e o aumento da produtividade biológica no interior da Ria de Vigo (PREGO e BAO, 1997).

A acumulação de MO poderá ter ocorrido então na sequência do aumento da produtividade oceânica, mas também de condições hidrodinâmicas favoráveis á sua deposição no fundo. O aumento do contributo de MO nos períodos compreendidos entre 2,5-1,5 Ka BP e 0,5 Ka BP poderá ter dado lugar a uma maior redução dos teores de oxigênio e a alterações diagenéticas mais intensas (MARTINS *et al.*, 2013b). Os teores de pirita no sedimento aumentam ligeiramente nestes dois períodos o que apoia esta ilação. A redução dos teores de oxigênio nestes períodos poderá ter criado condições desfavoráveis ao desenvolvimento de faunas bentônicas, como as de moluscos e de foraminíferos, o que terá contribuído para a redução dos teores de carbonatos no sedimento (MARTINS *et al.*, 2013b). Observa-se um registo idêntico no *core* KSGX 40 recolhido na plataforma continental adjacente à Ria de Vigo, indicando que fenómenos comuns afetaram os dois ambientes.

Os resultados referidos são indicadores de um aumento do fluxo de Corg no sedimento associado a maior produtividade biológica oceânica, e consequentemente a redução dos teores de oxigênio nos períodos que mediarão entre 2,5 e 1,5 Ka BP Cal e desde 0.5 Ka BP até á atualidade.

As variações do fluxo de Corg para o sedimento do setor externo da Ria de Vigo, poderão estar relacionadas nas alterações hidrodinâmicas na sequência de oscilações climáticas com influência no padrão de ventos na Margem Continental NW Ibérica.

5.5 Conclusões referentes ao *core* KSGX 24

Os dados obtidos no *core* KSGX 24 e apresentados neste trabalho, permitem concluir que a época de maior fluxo de matéria orgânica para o ambiente sedimentar do setor externo da Ria de Vigo, nos últimos 3000 BP, terá ocorrido entre cerca de 2500 e 1500 anos BP e nos últimos 500 anos BP. Este aumento poderá dever-se a pequenas oscilações do nível eustático do mar ou á intensificação dos fenómenos *upwelling* associada a condições hidrodinâmicas mais calmas, e que propiciaram uma maior deposição de sedimentos finos, no setor externo da Ria de Vigo.

CONCLUSÕES GERAIS

Os dados de $\Delta\delta^{18}$ e de Δc^{13} em conjunto com a análise das associações de foraminíferos planctônicos e a determinação das SSTsu permitiram:

- i) identificar as fases de maior retenção de gelo nas geleiras e plataformas geladas durante a última glaciação;
- ii) identificar mudanças na temperatura das águas superficiais numa região distal da Margem Continental NW Ibérica;
- iii) sugerir possíveis causas para essas variações de temperatura e;
- iv) avaliar mudanças na produtividade oceânica.

Uma das causas para a descida muito acentuada das paleotemperaturas poderá estar relacionadas com as ocorrências dos últimos 5 eventos de Heinrich, o fato das SSTsu terem sido, durante o período glacial, relativamente mais elevadas nesta zona do que nos outros registros nos *cores* com localização mais interna na Margem Ibérica, pode traduzir uma influência maior da circulação de largo nesta zona distal e uma maior influência da Corrente de Portugal durante as fases mais frias da última glaciação.

A paleoprodutividade no local estudado poderá ter sido maior na última glaciação, porém durante a maioria dos Eventos de Heinrich foi mais reduzida.

Os resultados isotópicos em conjunto com outros resultados obtidos nos *cores* KSGX 40 e KSGX 24 (dados texturais, geoquímicos, mineralógico e microfaunais) permitem verificar que mesmo durante o Holoceno recente, em que as condições climáticas foram relativamente estáveis quando comparadas com as da última glaciação ocorreram alterações significativas no padrão de ventos de que resultaram mudanças na paleoprodutividade e na deposição de matéria orgânica para o ambiente bentônico na Margem Continental NW Ibérica.

REFERÊNCIAS

- ABREU, L. de; SHACKLETON, N.J.; SCHÖNFELF, J.; HALL, M.; CHAPMAN, M. Millennial-scale oceanic climate variability off Western Iberian margin during the last two glacial periods. **Marine Geology**, vol. 196, pp.1-20, 2003.
- ALBERTO, A. I. S. M. Variações da Temperatura de Superfície e Produtividade Oceânicas ao Largo da Margem Ibérica Durante os Últimos 20.000 Anos. 2012. 90 f. Dissertação (Mestrado em Ciências e Tecnologia) - Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Algarve, 2012.
- ALLEY, R. B.; MACAYEAL, D. R. Ice-rafted debris Associated with Binge/Purge Oscillations of the Laurentide Ice Sheet. **Paleoceanography**, Vol. 9 n. 4, pp. 503-511, 1994.
- ALVES, M. R. C. Materiais Plio-Quaternários do Alto Minho. Produtos de meteorização e depósitos fluviais na bacia do Rio Lima e região de Alvarães. 1995. 438 f. Tese (Doutorado) - Universidade do Minho, Braga, 1995.
- ANDERSON, G.B.; BURNS JR. H.W. The Ice Age World. An introduction to Quaternary history and research with emphasis on North America and Northern Europe during the last 2.5 million years. Scandinavian University Press: Oslo Norway, 1994.
- ANDREWS, J.T.; ERLÉNKEUSER, H.; TEDESCO, K.; AKSU, A.E.; JULL, A.J.T. Late Quaternary (stage 2 and 3) meltwater and Heinrich events, northwest Labrador Sea. **Quaternary Research** Vol. 41, pp. 26-34, 1994.
- ANTUNES, R. L.; MELO, J. H. G. **Micropaleontologia e Estratigrafia de Sequências**. In: RIBEIRO, H. J. P. Estratigrafia de Sequência Fundamentos e Aplicações. Editora Unisinos, pp. 137-218, 2001.
- ARAÚJO, M. A. O Litoral norte de Portugal e os Depósitos Cenozóicos da Região do Porto: A Tectónica e o Eustatismo. **Departamento de Geografia da Faculdade de Letras da Universidade do Porto**, pp. 1-25, 2006.
- ARENILLAS, I. **Bioestratigrafía: Limitaciones y ventajas de los microfósiles**. In: Molina, E. (eds.). Micropaleontología. Zaragoza, Prensas Universitarias de Zaragoza, pp. 571-590, 2004.
- ASSINE, M.L.; VESELY, F.F. **Ambientes Glaciais** (em preparação). In: PEDREIRA, A.J.; ARAGÃO, M.A.N.F.; MAGALHÃES, A.J.; TESTA, N. Ambientes de Sedimentação do Brasil. Salvador. CPRM. D. (eds.) Glacial Sedimentary Environments. Tulsa, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Short Course, Vol. 16, pp. 135-216, 2002.

BARD, E.; ARNOLD, M.; MANGERUD, J.; PATERNE, M.; LABEYRIE, L.; DUPRAT, J.; MÉLIÈRES, M.-A.; SØNSTEGAARD, E.; DUPLESSY, J.-C. The North Atlantic atmosphere-sea surface ^{14}C gradient during the Younger Dryas climatic event, *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 126, n. 4, pp. 275–287, 1994.

BARNES, R. D. Invertebrate zoology. 4th Edition, Holt-Saunders International Edition, Philadelphia, pp. 1-15, pp. 30-43, 1980.

BÉ, A. W. H.; SPERO, H. J.; ANDERSON, O.R. Effects of symbiont elimination and reinfection on the life process of the planktonic foraminifer *Globigerionoides sacculifer*. *Mar. Biol.*, Berlin, Vol. 70, pp. 73-86, 1982.

BÉ, A. W. H. **An ecological, zoogeographic and taxonomic review of Recent planktonic foraminifera**. In: Ramsay, A.T.S. (Ed.), *Oceanic Micropaleontology*. Academic, San Diego, California, pp. 1–100. 1977.

BÉ, A. W. H. Some observations on arctic planktonic Foraminifera. *Contr. Cush. Found. Foram. Res.* Vol. 11, pp. 64, 1960.

BÉ, A. W. H.; BISHOP, J. K. B.; SVERDLOVE, M. S.; GARDNER, W. D. Standing stock, vertical distribution and flux of planktonic foraminifera in the Panama Basin. *Marine Micropaleontology*, Vol 9, pp. 307-333, 1985.

BÉ, A. W. H.; HAMLIN, W. H. Ecology of recent planktonic foraminifera. Part3: Distribution in the North Atlantic during the summer of 1962. *Micropaleontology*, Vol. 13, 87–106, 1967.

BÉ, A. W. H.; HUTSON, W. H. Ecology of planktonic foraminifera and biogeographic patterns of life and fossil assemblages in the Indian Ocean. *Micropaleontology*, Vol. 23, p. 369-414, 1977.

BÉ, A. W. H.; TOLDERLUND, D. S. **Distribution and ecology of living planktonic foraminifera in surface waters of the Atlantic and Indian oceans**. In: Funnel e Riedel (Eds.), *The Micropalaeontology of Oceans*, Cambridge, pp. 105-149, 1971.

BERGER, W.H. **Stable isotopes en foraminifera**. In: LIPPS, J. H. (Ed.) *Foraminiferal Ecology and Paleoecology*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, pp. 43, 1979.

BOILLOT, G.; AUXIÈTRE, J.L.; DUNAND, J.P.; DUPEUBLE, P.A.; MAUFFRET, A. **The northwestern Iberian margin: a Cretaceous passive margin deformed during Eocene**. In Talwani, M., Hay, W., and Ryan, W.B.F. (Eds.), *Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean: Continental Margin and Paleoenvironment*. American Geophysical Union, Maurice Ewing Ser., Vol 3, pp. 138-153, 1979.

- BOILLOT, G.; COMAS, M.C.; GIRARDEAU, J.; KORNPORST, J.; LOREAU, J.P.; MALOD, J.A.; MOUGENOT, D.; MOULLADE, M. Fonds sous-marins basaltiques et ultramafiques au pied d'une marge stable. Resultats préliminaires de la campagne Galinaute (plongées du submersible nautila a l'ouest de l'Espagne). **C. R. Acad. Sci.** Paris 303, II 19, p. 1719-1724, 1986.
- BOILLOT, G.; DUPEUBLE, P.A.; MUSELLEC, P. Carte géologique du plateau continental nord-portugais. **Bulletin Société Géologique de France**, Vol. 7, n. 17, pp. 462-480 1975.
- BOND, G.; HEINRICH, H.; BROECKER, W.; LABEYRIE, L.; MCMANUS, J.; ANDREWS, J.; HOUN, S.; JANTSCHICK, R.; CLASEN, S.; SIMET, C.; TEDESCO, K.; KLAS, M.; BONANI, G.; IVY, S. Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period. **Nature**, Vol. 360. pp. 245-249, 1992.
- BOND, G.; SHOWERS, W.; CHESEBY, M.; LOTTI, R.; ALMASI, P.; DEMENORCAL, P.; PRIORE, P.; CULLEN, H.; HAJDAS, I.; BONANI, G. A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. **Science**, Vol. 278, pp. 1257-1266, 1997.
- BROECKER, W.S. Massive iceberg discharges as triggers for global climate change. **Nature**, Vol. 372, n. 6505, pp. 421-424, 1994.
- BROECKER, W.S.; BOND, G.; MIECZYSLAWA, K.; CLARK, E.; MCMANUS, J. Origin of the northern Atlantic's Heinrich events. **Climate Dynamics**, Vol. 6, p. 265-273. 1992.
- CAMINO, N. Determinação da obliquidade da eclíptica: Projeto de observação comum entre Brasil e Argentina. In: III Simpósio Nacional de Educação em Astronomia – III SNEA – Curitiba, PR, pp. 01-09, 2014.
- CARLSON, A. E. **The Younger Dryas Climate Event**. In: ELIAS S.A. (ed.) *The Encyclopedia of Quaternary Science*, Vol. 3, pp. 126-134. 2013.
- CARNEIRO, C. D. R.; MIZUSAKI, A. M. P.; ALMEIDA, F. F. M. A determinação da idade das rochas. **TERRÆ DIDÁTICA**, Vol. 1, n. 1, pp. 6-35, 2005.
- CARSTENS, J.; HEBBEIN, D.; WEFER, G. Distribution of planktic foraminifera at the ice margin in the Arctic (Fram Strait). **Marine Micropaleontology**, Vol 29, pp. 257-269, 1997.
- CARSTENS, J.; WEFER, G. Recent distribution of planktonic foraminifera in the Nansen Basin, Arctic Ocean. **Deep-Sea Research**, Vol 39, pp. 507-524, 1992.
- CARVALHO, M. S. S.; CRUZ, N. M. C. **Evolução da Vida**. In: SILVA, C. R. (Ed). *Geodiversidade do Brasil: Conhecer o Passado, para entender o presente e prever o futuro*. CPRM. Rio de Janeiro - Brasil. 2008.
- CASTAING, P. Le transfert a l'océan des suspensions estuariennes – cas de la Gironde. 1987. 530 f. Thèse (Doct). Univ. Bordeaux I, n.º 701. 1987.
- CECATO, U.; JOBIM, C.C.; CANTO, M.W.; REGO, F.C.A. Pastagens para a produção de leite. 2003. Disponível em: www.nupel.uem.br/pos-ppz/pastagens-08-03.pdf Acesso em:27/11/2015, 37 p.

CHAO, R. B.; ALBERTI, A. P.; DÍAZ, M. V.; CASAIS, M. C. **Alteración y abrasión en plataformas litorales: Canal Beagle (Argentina) y costa NW de la Península Ibérica.** In: PÉREZ LBERTI, A.; LÓPEZ BEDOYA, J. (eds.) Geomorfología y Territorio. Servicio de Publicacións da USC, Santiago. 2006.

CHENET, P.; MONTADERT, L.; GAIRAUD, H.; ROBERTS, D. **Extension ratio measurements on the Galicia, Portugal, and Northern Biscay continental margins: implications for evolutionary models of passive continental margins.** In: WATKINS, J.S., DRAKE, C.L. (Eds.), Studies in continental margin geology, A.A.P.G. Mem., Vol. 34 pp. 703-715, 1982.

COELHO, H. S.; NEVES, R. J. J.; WHITE, M.; LEITÃO, P. C.; SANTOS, A. J. A model for ocean circulation on the Iberian coast. **Journal of Marine Systems**, Vol. 32, pp. 153-179. 2002.

CORTIJO, E.; LABEYRIE, L.; VIDAL, L.; VAUTRAVERS, M.; CHAPMAN, M.; DUPLESSY, J. C.; ELLIOT, M.; ARNOLD, M.; TURON, J. L.; AUFFRET, G. 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**, Vol. 146, pp. 29-45, 1997.

CORTIZA, A. M.; DÍAZ, M. V.; ALBERTI, A. P.; RODRIGUEZ, F. C.; CHAO, R. B. **Cambio Climático e Paleoclimático Cuaternarios.** In: CORTIZAS, A. M.; eALBERTI, A. P. Atlas Climático de Galicia. Xunta de Galicia. Maquetación e impresión Santiago de Compostela, pp. 167-185, 1999a.

CORTIZA, A. M.; RODRIGEUZ, F. C.; CHAO, R. B. **Evapotranspiración Potencial.** In: CORTIZAS, A. M.; e ALBERTI, A. P. (eds.) Atlas Climático de Galicia. Xunta de Galicia. Maquetación e impresión Santiago de Compostela, pp. 113-116, 1999b.

CORTIZA, A. M.; RODRIGEUZ, F. C.; CHAO, R. B. **Temperatura.** In: CORTIZAS, A. M.; ALBERTI, A. P. (eds.) Atlas Climático de Galicia. Xunta de Galicia. Maquetación e impresión Santiago de Compostela, pp. 95-106, 1999c.

CORTIZAS, A. M.; ALBERTI, A. P. **Atlas Climático de Galicia.** Xunta de Galicia. In: CORTIZAS, A. M.; ALBERTI, A. P. Atlas Climático de Galicia. Xunta de Galicia. Maquetación e impresión Santiago de Compostela, pp. 210, 1999.

CRAIG, H.; GORDON, L.I. Isotope oceanography: deuterium and oxygen 18 variations in the ocean and the marine atmosphere. In: Symposium on Marine Geochemistry, University of Rhode Island Occasional Publications, Vol. 3, pp. 277-374, 1965.

CUNHA, L. V.; GONÇALVES, A. S.; FIGUEIREDO, V. A.; LINO, M. **A gestão da água.** In: GULBENKIAN, F. K. (ed.) Princípios fundamentais e sua aplicação em Portugal. Lisboa, 1980.

DAL'BÓ, P. F.; e BASILISCI, G. interpretação paleoambiental da formação Marília na porção Noroeste da bacia Bauru: relações entre sedimentação e paleopedogênese em um antigo lençol de areia eólica. UNESP, **Geociências**, vol 30 n 4, pp. 509-528, 2011.

- DANSGAARD, W.; JOHNSEN, S. J.; CLAUSEN, H. B.; DHAL-JENSEN, D.; GUNDESTRUP, N.; HAMMER, C. U.; OESCHGER, H. **North Atlantic climatic oscillations revealed by deep Greenland ice cores**. In: Hansen & Takahashi (Eds.), *Climate Processes and Climate Sensitivity*, Geophysical Monograph 29, A. G. U., Washington D. C., pp. 288-298. 1993.
- DANTAS, M. E.; ARMESTO, R. C. G.; ADAMY, A. **Origem das Paisagens**. In: Silva, C. R (Eds). *Geodiversidade do Brasil: Conhecer o Passado, para entender o presente e prever o futuro*. CPRM. Rio de Janeiro – Brasil, 2008.
- de CHARPAL, O., GUENNOC, P., MONTADERT, L., ROBERTS, D.G.. Rifting, crustal attenuation and subsidence in the Bay of Biscay. **Nature**, vol 275, p. 706-711, 1978.
- DIAS, J. A.; GARCIA, C.; DIAZ-DEL-RIO, V. Distribuição da cobertura sedimentar na plataforma continental Galaico-Minhota. In 3º Simpósio sobre a Margem Continental Ibérica Atlântica, Faro, p. 219-220, 2000b.
- DIAS, J. M. A. Dinâmica sedimentar e evolução recente da plataforma continental portuguesa setentrional. 500 f, 1987. Tese (Dout.), Univ. de Lisboa, 1987.
- DIAS, J. M. A.; GONZALEZ, R.; GARCIA, C.; DIAZ-DEL-RIO, V. Sediment distribution patterns on the Galicia-Minho continental shelf. **Progress in Oceanography**, vol. 52, n.º 2-4, pp. 215-231. 2002b.
- DIAS, J. M. A.; JOUANNEAU, J. M.; GONZALEZ, R.; ARAÚJO, M. F.; DRAGO, T.; GARCIA, C.; OLIVEIRA, A.; RODRIGUES, A.; VITORINO, J.; WEBER, O. Present day sedimentary processes on the northern Iberian shelf. *Progress in Oceanography*, vol. 52, n.º 2-4, pp. 249-259. 2002a.
- DIAS, J.M.A.; BOSKI, T.; RODRIGUES, A.; MAGALHÃES, F. Coast line evolution in Portugal since the Last Glacial Maximum until present – a synthesis. **Marine Geology**, Vol. 170, pp. 177-186, 2000a.
- DIZ, P.; FRANCÉS, G.; COSTAS, S.; SOUTO, C.; ALEJO, I. Distribution of benthic foraminifera in coarse sediments, Ría de Vigo, NW Iberian Margin. **Journal of Foraminiferal Research**, Vol. 34, pp. 258–275, 2004.
- DIZ, P.; FRANCÉS, G.; PELEJERO, C.; GRIMALT, J.O.; VILAS, F. The last 3000 years in the Ría de Vigo (NW Iberian Margin): climatic and hydrographic signals. **The Holocene**, Vol. 12, pp. 459–468, 2002.
- DIZ, P.; Francés, G.; Rosón, G. Effects of contrasting upwelling–downwelling on benthic foraminiferal distribution in the Ría de Vigo (NW Spain). **Journal of Marine Systems**, vol 60, p. 1–18, 2006.
- DRAGO, T. La vasière Oest-Douro sur la plateforme continentale Portugaise. Son origine, son rôle et son évolution. 300 f, 1995. Thèse (Doc), Univ. Bordeaux I, 1995.

- DRAGO, T.; ARAÚJO, F.; VALÉRIO, P.; WEBER, O.; JOUANNEAU, J.-M. Geomorphological control of fine sedimentation on the northern Portuguese shelf. **Boletín del Instituto Español de Oceanografía**, Vol. 15, pp. 111-122, 1999.
- DRAGO, T.; OLIVEIRA, A.; MAGALHÃES, F.; CASCALHO, J.; JOUANNEAU, J.-M.; VITORINO, J. Some evidences of the northward fine sediment transport in the northern Portuguese continental shelf. **Oceanologica Acta**, Vol. 21, pp. 223-231, 1998.
- DREIMANIS, A.; GOLDTHWAIT, R.P. **Wisconsin glaciation in the Huron, Erie, and Ontario lobes**. In: BLACK, R. F. et al., (Eds.), *The Wisconsin Stage*, Geological Society of America, Mem., Boulder, Col., vol 136, p. 71-106, 1973.
- DUPEUBLE, P.A.; REHAULT, J.P.; AUXIETRE, J.L.; PASTOURET, L. Résultats des dragages et essai de stratigraphie des bancs de Galicie et des montagnes de Porto et de Vigo (marge occidentale Iberique). **Marine Geology**, Vol. 22, pp. 37-49, 1976.
- DUPLESSY, J.C.; LALOU, C.; VINOT, A.C. Differential isotopic fractionation in benthic foraminifera and paleotemperatures reassessed. **Science**, Vol 168, p. 250-251, 1970.
- ELLIS, B. F.; MESSINA, A. R. **Catalogue of Foraminifera**. In: EMERY, W.J.; MEINCKE, J. (eds), *American Museum of Natural History*, New York. Sp., 1986. Global water masses: summary and review. *Oceanologica Acta*, Vol. 9, pp. 383-391, 1995.
- EMERY, W. J.; MEINCKE, J. Global water masses: summary and review. *Oceanologica Acta*, Vol. 9, n. 4, pp. 383-391. 1986.
- EMILIANI, C. Pleistocene temperatures. **Journal of Geology**, Vol 63, pp. 538-578, 1955.
- EREÑO, C.; NÚÑEZ, S. Apostilla de curso da Disciplina Seminario de Cambio Climático. Universidad de Buenos Aires: Facultad de Filosofía Y Letras. Buenos Aires. 2003.
- EYNAUD, F.; ABREU, L.; VOELKER, A.; SCHÖNFELD, J.; SALGUEIRO, E.; TURON, J. L.; PENAUD, A.; TOUCANNE, S.; NAUGHTON, F.; SÁNCHEZ GOÑI, M. F.; MALAIZÉ, B.; CACHO, I. Position of the Polar Front along the western Iberian margin during key cold episodes of the last 45 ka BP. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, Vol. 10, Q07U05. 2009.
- FAIRBANKS, R. G.; WIEBE, P. H. Foraminifera and chlorophyll maximum: vertical distribution, seasonal succession, and paleoceanographic significance. **Science**, Vol. 209, pp. 1524-1526, 1980.
- FAIRBANKS, R. G.; WIEBE, P. H.; BÉ, A. W. H.; Vertical distribution and isotopic composition of living planktonic foraminifera in the western North Atlantic. **Science**, Vol 207, p. 61-63, 1980.
- FERREIRA, D.B. **Carte géomorphologique du Portugal**. Memórias do Centro de Estudos Geográficos, Lisboa, Vol. 6, pp. 54 , 1981.
- FERREIRA, M.; ALMEIDA, G. *Introdução à Astronomia e às Observações Astronômicas*. 7. ed. Lisboa: Plátano Editora, 2004.

- FIÚZA, A. Hidrologia e dinâmica das águas costeiras de Portugal. 294f, 1984. Tese de Dout., Univ. de Lisboa, 1984.
- FIÚZA, A. **Upwelling patterns off Portugal**. In: Suess, E. & Thiede, J. (Eds.), Coastal upwelling - Its sediment record, part A, Plenum Press, pp. 85-98. 1983.
- FIÚZA, A.; MACEDO, M.; GUERREIRO, R. Climatological space and time variation of the Portuguese coastal upwelling. **Oceanologica Acta**, Vol. 5, pp. 31-40. 1982.
- FROUIN, R.; FIÚZA, A.F.G.; AMBAR, I.; BOYD, T.J. Observations of a poleward surface current off the coast of Portugal and Spain during winter. **Journal of Geophysical Research**, Vol. 95, pp. 679-691, 1990.
- GARCÍA, J. S. C.; GINER, M. M.; CAMACHO, C. N.; SOTO, F. S. Paleoclimas e historias de La vegetación Cuaternaria en España a Través del Análisis Polínico. Viejas Falacias y Nuevos Paradigmas. **Complutum**, p. 115-142, 2000.
- GARLICK, G. D. **The stable isotopes of oxygen, carbon, hydrogen in the marine environment**. In: Goldberg, E.D. (Ed.), The Sea, JOHN WILEY; SONS, New York, Vol. 5, p. 393-425, 1974.
- GOLDSTEIN, S. T. **Foraminifera: A biological overview**. In: SEN GUPTA, B. K. (Ed.), Modern Foraminifera. Kluwer Academic Publishers, London, pp. 37-55, 1999.
- GONFIANTINI, R. **Environmental isotopes in lake studies**. In: Fritz, P., Fontes, J.C. (Eds.), Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, Elsevier, Amsterdam, Vol. 2, pp. 113-168, 1986.
- GRAY, M. **Geodiversity: valuing and conserving abiotic nature**. In: John Wiley; Sons, New York, 2004, 434 p.
- GROOTES, P.M.; STUIVER, M. 18O/16O variability in Greenland snow and ice with 10³ to 10⁵ year time resolution. **Journal of Geophysical Research**, Vol. 102, n. C12, 1997, 26.455-426.470 p.
- GROUPE GALICE. **The continental margin off Galicia and Portugal: acoustical stratigraphy and structural evolution**. In: J.C. SIBUET, W.B.F. RYAN, et al., Init. Repts. D.S.D.P. Washington, U.S. Govt, Printing Office, Vol 47, n. 2, pp. 622-633, 1979.
- HAFFER, J. **Ciclos de tempo e indicadores de tempos na história da Amazônia**. In: Estudos Avançados, São Paulo. Vol. 6, n. 15, pp. 7-39, 1992.
- HALL, I. R.; MCCAVE, I. N. Palaeocurrent reconstruction, sediment and thorium focussing on the Iberian margin over the last 140 ka. **Earth and Planetary Sciences Letters**, Vol. 178, pp. 151-164, 2000.
- HANSEN, J.; SATO, M.; RUSSEL, G.; KHARECHA, P. Climate sensitivity, sea level and atmospheric carbon dioxide. **Phil Trans R Soc**, Vol. A 371, pp. 01-31, 2013.
- HARVEY, J. Q-S relationships and water masses in the eastern North Atlantic. **Deep-Sea Research**, Vol. 29, pp. 1021-1033, 1982.

- HAYNES, R.; BARTON, E.D. A poleward flow along the Atlantic coast of the Iberian Peninsula. **Journal of Geophysical Research**, Vol. 95, pp. 11425-11441, 1990.
- HEINRICH, H. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130000 years. **Quaternary Research**, Vol. 29, pp. 142-152, 1988.
- HEMLEBEN, C.; SPINDLER, M. **Recent advances in research on living planktonic foraminifera**. In: MEULENKAMP, J. E. (Ed.), Reconstruction of Marine Paleoenvironments, Utrecht Micropaleontol. Bull., Vol. 30, pp. 141-170. 1983.
- HEMLEBEN, C.; SPINDLER, M.; ANDERSON, O.R. Modern Planktonic Foraminifera. Springer-Verlag, Berlin. 363 pp., 1989.
- HOEFS, J. Stable Isotope Geochemistry, 4th edition. Springer-Verlag, Berlin, 1997.
- HUTHNANCE, J. M.; VAN AKEN, H. M.; WHITE, M.; BARTON, E. D.; LE CANN, B.; FERREIRA COELHO, E.; ALVAREZ FANJUL, E.; MILLER, P.; VITORINO, J. Ocean margin exchange-water flux estimates. **Journal of Marine Systems**, Vol 32, pp. 107-137, 2002.
- IMBRIE J.; IMBRIE K.P. Ice Ages: solving the mystery. Enslow Publishers. Hillside, New Jersey, 1979.
- IMBRIE, J.; SHACKLETON, N.J.; PISIAS, N.G.; MORLEY, J.J.; PRELL, W.L.; MARTINSON, D.G.; HAYS, J.D.; MCINTYRE, A.; MIX, A.C. **The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record**. In: BERGER, A.; IMBRIE, J.; HAYS, J.; KUKLA, G.; SALTZMAN, B. (Eds.), Milankovitch and Climate: understanding the response to astronomical forcing. D.Reidel, Hingham, Massachusetts, USA, pp. 269-305, 1984.
- JØRGENSEN, B. B.; EREZ, J.; REVSBECH, N. P.; Cohen, Y. Symbiotic photosynthesis in a planktonic foraminiferan, *Globigerinoides sacculifer* (Brady), studied with microelectrodes. **Limnol. Oceanogr.**, Vol 30, pp. 1253-1267, 1985.
- JÖRISSEN, F. J., STIGTER, H. C. & WIDMARK, J. G. V. A conceptual model explaining benthic foraminiferal microhabitats. **Marine Micropaleontology**, Vol. 26, pp. 3-15. 1995.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M; RIBEIRO, A.; CONDE, L. Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares (escala 1/1.000.000) — explicative memory. Instituto Geológico y Geominero de España, Madrid., 1980.
- KENNETT, J.P.; SRINIVASAN, M.S., Neogene planktonic Foraminifera. A phylogenetic atlas. Hutchinson Ross Publishing Company, Stroudsburg. 263 pp. 1983.
- KROON, D.; GANSSSEN, G. Northern Indian Ocean upwelling cells and the stable isotope composition of living planktic foraminifera. **Deep-Sea Research**, Vol. 36, pp. 1219-1236. 1989.

- KUCERA, M. **Planktonic Foraminifera as Tracers of Past Oceanic Environments**. In: HILLAIRE-MARCEL, C.; DE VERNAL, A. (Eds.), *Proxies in Late Cenozoic Paleocenaography, Developments in Marine Geology*, Elsevier, Amsterdam, Vol. 1, pp. 213–262, 2007.
- KUCERA, M.; WEINELT, M.; KIEFER, T.; PFLAUMANN, U.; HAYES, A.; WEINELT, M.; CHEN, M.; MIX, A. C.; BARROWS, T. T.; CORTIJO, E.; DUPRAT, J. M; JUGGINS, S.; WAELBROECK, C. 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**, Vol. 24 n. 7-9, pp. 951-998, 2005.
- LAUGHTON, A.S.; ROBERTS, D.G.; GRAVES, R. Bathymetry of the north-east Atlantic. Sheet 3: Mid-Atlantic Ridge to South-west Europe. **Deep-Sea Research**, Vol. 22, pp. 792-810, 1975.
- LAUTENSACH, H. Formação dos Terraços interglaciarios do norte de Portugal e sua Relações com os Problemas da Época Glaciária. Imprensa Moderna, 1945.
- LEBREIRO, S.M.; MORENO, J.C.; MCCAVE, I.N.; WEAVER, P.P.E. Evidence for Heinrich layers off Portugal (Tore Seamount: 39o N, 12o W). **Marine Geology**, Vol. 131, pp. 47- 56, 1996.
- LEVY, A., MATHIEU, R., POIGNANT, A., ROSSET-MOULINIER, M., UBALDO, M. L. e LEBREIRO, S. Foraminifères actuels de la marge continentale portugaise-inventaire et distribution. *Memórias do Instituto Geológico e Mineiro*, Lisboa, Vol. 32, 116 pp., 1995.
- LEVY, A.; MATHIEU, R.; POIGNANT, A.; ROSSET-MOULINIER, M.; UBALDO, M. L.;e Ambroise, D. Recent foraminifera from the continental margin of Portugal. **Micropaleontology**, Vol. 39, n, 1, pp.75-87, 1993.
- LEVY, A.; MATHIEU, R.; POIGNANT, A.; ROSSET-MOULINIER, M.;e UBALDO, M. L. Distribution des foraminifères benthiques de la marge continentale nord-Portugaise. 10ème R.A.S.T., Bordeaux, 1984.
- LIN, J. Paleocology, Paleoclimate and Paleography of Quaternary Foraminiferal Faunas in China. 152 f., 1992. Thesis (Ph. D), Free University of Brussels, 1992.
- LIPPS, J.H., **Ecology and paleoecology of planktic foraminifera**. In: LIPPS, JERE H (Ed.) *Foraminiferal Ecology and Paleocology*. Society of Economic Paleontologists e Mineralogists, pp. 42, 1979.
- LISIECK, L. E.; RAYMO, M. E. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. **PALEOCEANOGRAPHY**, Vol. 20, pp. 01-17, 2005.
- LOEBLICH, A. R. Jr.; TAPPAN, H. *Foraminiferal genera and their classification*. Van Nostrand Reinhold, New York, 1988.

- LOEBLICH, A. R. Jr.; TAPPAN, H. **Sarcodina, chiefly Thecamoebians and Foraminiferida**. In: MOORE, R. C. (ed.), *Treatise on Invertebrate Paleontology*, Geological Society of America, University of Kansas Press, Vol. 1, pp. 1- 510, Vol. 2, pp. 511- 900, 1964.
- LOIOLA, S. A. Variações paleoclimáticas e a evolução de sistemas complexos adaptativos entre os humanos modernos. 255 f., 2014. Tese (Doutorado em Geografia), Instituto de Estudos Socioambientais da Universidade Federal de Goiás (UFG). Goiânia-GO, 2014.
- LOPES, P. M. O.; VALERIANO, D. M. Validação do albedo da superfície terrestre obtido dos dados do sensor MODIS em regiões montanhosas. In: *Anais XIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*, Florianópolis, Brasil, INPE, pp. 2805-2812, 2007.
- MACAYEAL, D.R. Binge/purge oscillations of the Laurentide ice sheet as a cause of the North Atlantic's Heinrich events. **Paleoceanography**, Vol. 8, pp. 775-784, 1993.
- MAGALHÃES, F.; DIAS, J.M.A.; TABORDA, R. Caracterização e dinâmica dos depósitos de inertes da Plataforma Continental Norte-Portuguesa. **Memórias e Notícias**, pp. 285-298 , 1991.
- MARCOTT, S. A.; SHAKUN, J. D.; CLARK, P. U.; MIX, A. C. A Reconstruction of Regional and Global Temperature for the Past 11,300 Years. **Science**, Vol. 339, pp. 1197-1201, 2013.
- MARENGO, J. A. Mudanças climáticas globais e seus efeitos sobre a biodiversidade: caracterização do clima atual e definição das alterações climáticas para o território brasileiro ao longo do século XXI. Brasília: Ministério do Meio Ambiente, **Série Biodiversidade**, Vol. 26, 2006, 212 p.
- MARTINS, M., GOMES, V. Foraminíferos da Margem Continental NW Ibérica: Sistemática, Ecologia e Distribuição. Gomes, C.S.F. (Ed.), 377 pp. 2004.
- MARTINS, M.V.A.; PERRETTI, A. R.; SALGUEIRO, E. S.; FRONTALINI, F.; MORENO, J.; SOARES, A. M.; MAHIQUES, M.; SILVA, S.; AZEVEDO, C. A.; DIAS, J. A. Atlantic Sea Surface Temperatures Estimated from Planktonic Foraminifera Off the Iberian Margin Over the Last 40 Ka BP. **Marine Geology**, Vol. 367, pp. 191-201, 2015.
- MARTINS, V., JOUANNEAU, J.-M., WEBER, O., PATINHA, C., SILVA, E.F., TERROSO, D., DIAS, J.M.A., ROCHA, F. Late Holocene evolution of redox state of the sediments of Galicia Mud Deposit (outer continental shelf). **Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe**, Vol. 30, pp. 99-124, 2005.
- MARTINS, V.; ABRANTES, I.; GRANGEIA, C.; MARTINS, P.; NAGAI, R.; SOUSA, S. H. M.; LAUT, L.L.M.; DIAS, J.M. A.; DIAS, J. M.; DA SILVA, E.F.; ROCHA, F. Records of sedimentary dynamics in the continental shelf and upper slope between Aveiro-Espinho (N Portugal). **Journal of Marine Systems**, Vol. 96, pp. 48-60, 2012.
- MARTINS, V.; DUBERT, J.; JOUANNEAU, J.-M.; WEBER, O.; SILVA, E. F.; PATINHA, C.; ALVEIRINHO DIAS, J. M.; ROCHA, F. A multiproxy approach of the Holocene

evolution of shelf–slope circulation on the NW Iberian Continental Shelf. **Marine Geology**, Vol. 239, pp. 1–18, 2007a.

MARTINS, V.; FERNANDO ROCHA; CRISTINA SEQUEIRA; PAULA MARTINS; JOSÉ SANTOS; JOÃO A. DIAS; OLIVIER WEBER; JEAN-MARIE JOUANNEAU; BELÉN RUBIO; DANIEL REY; ANA BERNABEU; EDUARDO SILVA; LAZARO LAUT; RUBENS FIGUEIRA. Late Holocene climatic oscillations traced by clay mineral assemblages and other paleoceanographic proxies in Ria de Vigo (NW Spain). **Turkish Journal of Earth Sciences**, Vol. 22, pp. 398-413, 2013b.

MARTINS, V.; JOUANNEAU, J.-M.; WEBER, O.; ROCHA, F. Tracing the late Holocene evolution of the NW Iberian upwelling system. **Marine Micropaleontology**, Vol. 59, pp. 35–55, 2006b.

MARTINS, V.; M. F. ARAÚJO; E.F. SILVA; J.M.A. DIAS; R. CALISTO; J.-M. JOUANNEAU; O. WEBER; F. ROCHA. Upwelling dominated oceanographic periods in the Ria de Vigo during the late Holocene. **Journal of Coastal Research**, SI 64, pp. 1998-2001, 2011.

MARTINS, V.; P. GONÇALVES; C. SEQUEIRA; J. JOUANNEAU; O. WEBER; F. ROCHA. Inter-Connection between the Atlantic Ocean and a Coastal System, the Ria de Vigo (NW Spain), during the Late Holocene. **Journal of Coastal Research**, SI 50, pp. 258-262, 2007b.

MARTINS, V.; PATINHA, C.; FERREIRA DA SILVA, E.; JOUANNEAU, J.-M.; WEBER, O., ROCHA, F. Holocene record of productivity in the NW Iberian continental shelf. **Journal of Geochemical Exploration**, Vol, 88, n.1-3, pp. 408-411, 2006a.

MARTINS, V.; SANTOS, J.F.; MACKENSEN, A.; DIAS, J.M.; RIBEIRO, S.; MORENO, J.; SOARES, A.M.; FRONTALINI, F.; REY, D.; ROCHA, F. The sources of the glacial IRD in the NW Iberian Continental Margin over the last 40 ka. **Quaternary International**, Vol. 318, pp. 128-138, 2013a.

MARTINSON, D.G.; PISIAS, N.G.; HAYES, J.D.; IMBRIE, J.; MOORE, T.C.; SHACKLETON, N.J. Age dating and the orbital theory of the ice-ages: development of a high-resolution 0 to 300,000 year chronostratigraphy. **Quaternary Research**. Vol. 27, pp. 1-29, 1987.

MASLIN, M.A.; SHACKLETON, N.J.; PFLAUMANN, U. 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**, Vol 10, n. 3, pp. 527-544, 1995.

MCCARTNEY, M.S.; TALLEY, L.D. The subpolar mode water of the North Atlantic Ocean. **Journal of Physical Oceanography**, Vol. 12, pp. 1169-1188, 1982.

MCCAIVE, I.N.; HALL, I.R. Turbidity of waters over the Northwest Iberian continental margin. **Progress in Oceanography**, Vol. 52, pp. 299-313, 2002.

- MENDES, J. C. Sobre os paleoambientes deposicionais do grupo Passa Dois., **Rev. IG**, Vol. 5, n. 112, pp. 15-24, 1984.
- MIX, A. C.; BARD, E.; SCHNEIDER, R. Environmental processes of the ice age: land, oceans, glaciers (EPILOG). **Quaternary Science Reviews**, Vol. 20, pp. 627-657. 2001.
- MOLINA, E.; PÉREZ-GONZÁLEZ, A. Depresión del Duero. Memoria explicativa. Mapa del Cuaternario de España, escala 1:1 000 000, Instituto Geominero de España, pp. 153-161, 1989.
- MONTADERT, L.; WINNOCK, E.; DELTEIL, J.R.; GRAU, G. **Portugal and Bay of Biscay**. In: BURK, C.A.; DRAKE, C.L. (Eds.), *The geology of continental margins*, Berlin, Heidelberg, New York, Springer Verlag, pp. 323-342, 1974.
- MOURA, R. G. Estudos das radiações solar e terrestre acima e dentro de uma floresta tropical úmida. 147f., 2007. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). São José dos Campos-SP, 2007.
- NAUGHTON, F.; GONI, M. F.; DESPRAT, S.; TURON, J. L.; DUPRAT, J.; MALAIZE, B.; JOLI, C.; CORTIJO, E.; DRAGO, T.; FREITAS, M. C. Present-day and past (last 25 000 years) marine pollen signal off western Iberia. **Marine Micropaleontology**, Vol. 62, pp. 91-114. 2007.
- NORONHA, F. Geologia, Tectónica, Geomorfologia e Sismicidade da Cidade do Porto. Carta Geotécnica Do Porto - Geologia, Sismicidade e Geomorfologia. Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da UP. WorkShop, 08 p, 2005.
- OLIVEIRA, A.; VITORINO, J.; RODRIGUES, A.; JOUANNEAU, J. M.; DIAS, J. A.; WEBER, O. Nepheloid layer dynamics in the northern Portuguese shelf. **Progress in Oceanography**, Vol. 52, pp. 195-213, 2002.
- OLIVEIRA, I.B.M.; VALLE, A.J.S.F.; MIRANDA, F.C.C. Littoral problems in the Portuguese west coast. **Coastal Engineering Proceedings**, Vol. 3, pp. 1951-1969, 1982.
- OLIVET, J.L.; BONNIN, J.; BEUZART, P.; AUZENDE, J.M. Cinématique de l'Atlantique nord et central. Publ. Cent. Natl. Exploit. **Oceans, Rapp. Sci. Tech.**, Vol. 56, pp. 108-112, 1984.
- ORTIZ, J.D.; MIX, A.C.; COLLIER R.W. Environmental control of living symbiotic and asymbiotic foraminifera of the California Current. **Paleoceanography**, Vol. 10, pp. 987-1009, 1995.
- PAILLET, J.; ARHAN, M. Oceanic ventilation in the eastern North Atlantic. **Journal of Physical Oceanography**, Vol. 26, pp. 2036-2052, 1996.
- PARK, R.; EPSTEIN, S. Carbon isotope fractionation during photosynthesis. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, Vol. 21, pp. 110-126, 1960.

PELIZ, Á.; ROSA, T.L.; MIGUEL, A.; SANTOS, P.; PISSARRA, J.L. Fronts, jets, and counter-flows in the Western Iberian upwelling system. **Journal of Marine Systems**, Vol. 35, pp. 61-77, 2002.

PEREIRA, D. M. I. Sedimentologia e estratigrafia dos depósitos Quaternários do Rio Minho (Região de S. Pedro da Torre). Trabalho prático elaborado para efeito do n.º 2, do Artigo 58, do D. L. n.º 448/79, de 13 de Novembro, Universidade do Minho, 1989, 132 p.

PETRÓ, S. M. Paleoceanografia do quaternário tardio da bacia de Campos com base em foraminíferos planctônicos e isótopos estáveis. 70f., 2011. Trabalho de conclusão de curso (Monografia para obtenção de título de geólogo), Curso de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, RS, 2011.

PEZZO, M. Datação por carbono – 14. **Univerciência**, pp. 04-06, 2002.

PFLAUMANN, U., DUPRAT, J., PUJOL, C., LABEYRIE, L.D. SIMMAX: a modern analog technique to deduce Atlantic sea surface temperatures from planktonic foraminifera in deep-sea sediments. **Paleoceanography**, Vol. 11, pp. 15–35, 1996.

PISIAS, N.G.; MARTINSON, D.G.; MOORE, T.C.; SHACKLETON, N.J.; PRELL, W.; HAYS J.; BODEN, J. High resolution stratigraphic correlation of benthic oxygen isotopic records spanning the last 300.000 years. **Marine Geology**, Vol. 56, pp. 119-136, 1984.

PREGO, R.; BAO, R. Upwelling influence on the Galician coast: silicate in shelf water and underlying surface sediments. **Continental Shelf Research**, Vol. 17, n. 3, pp. 307-318, 1997.

PRELL, W.L.; IMBRIE, J.; MARTINSON, D.G.; MORLEY, J.J.; PISIAS, N.G.; SHACKLETON, N.J.; STREETER, H.F. Graphic correlation of oxygen isotope stratigraphy application to the late Quaternary. **Paleoceanography**, Vol. 1, pp. 137-162, 1986.

PRESS, F.; SIEVER R.; GROTZINGER, J.; JORDAN, T. H. Para Entender a Terra. 4ª Edição, Tradução Rualdo Menegat – Porto Alegre: Artmed Editora, 2006.

PUJOL, C.; VERGNAUD-GRAZZINI, C. Paleoceanography of the Last Deglaciation in the Alboran Sea (Western Mediterranean): stable isotopes and planktonic foraminiferal records. **Marine Micropaleontology**, Vol. 15, pp. 153-179, 1989.

REIMER, P. J.; BARD, E.; BAYLISS, ALEX.; BECK, J. W.; BLACKWELL, P. G.; RAMSEY, C. B.; BUCK, C. E.; CHENG, H.; EDWARDS, R. L.; FRIEDRICH, M.; GROOTES, P. M.; GUILDERTSON, T. P. HAFLIDASON, H.; HAJDAS, I.; HATTÉ, C.; HEATON, T. J.; HOFFMANN, D. L.; HOGG, A. G.; HUGHEN, K. A.; KAISER, K. F.; KROMER, B.; MANNING, S. W.; NIU, M.; REIMER, R. W.; RICHARDS, D. A.; SCOTT, E. M.; SOUTHON, J. R.; STAFF, R. A.; TURNEY, C. S. M.; VAN DER PLICHT, J. IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0–50,000 Years cal BP. **Radiocarbon**, Vol 55, No 4, pp. 1869–1887. 2013.

RENMER, P. J.; BARD, E.; BAYLISS, A.; BECK, J. W.; BLACKWELL, P. G.; BRONK, R. C.; BUCK, C. E., CHENG, H.; EDWARDS, R. L.; FRIEDRICH, M.; GROOTES, P. M.; GUILDERTSON, T. P.; HAFLIDASON, H.; HAJDAS, I.; HATTÉ, C.; HEATON, T. J.;

- HOFMANN, D. L.; HOGG, A. G.; HUGHEN, K. A.; KAISER, K. F.; KROMER, B.; MANNING, S. W.; NIU, M.; REIMER, R. W.; RICHARDS, D. A.; SCOTT, E. M.; SOUTHON, J. R.; STAFF, R. A.; TURNEY C. S. M.; van de PLICHT, J. Intcal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0-50,000 Years Cal BP. **Radiocarbon**, Vol. 55, n. 4, pp. 1869-1887, 2013.
- REY, D.R.B.; MOHAMED, K.; VILAS, F.; ALONSO, B.; ERCILLA G.; RIVAS, T. Detrital and early diagenetic processes in Late Pleistocene and Holocene sediments from the Galicia Bank inferred from high-resolution enviromagnetic and geochemical records. **Marine Geology**, vol. 249, p. 64-92, 2008.
- REYNOLDS, L.E., THUNELL, R.C. Seasonal succession of planktonic foraminifera in the North Pacific. **Journal of Foraminiferal Research**, Vol. 15, pp. 282-301, 1985.
- RIBEIRO, A. Soft Plate and Impact Tectonics, Springer Velarg, Berlin, Heidelberg, 2002.
- RIBEIRO, A.; MOREIRA, A. Carta Geológica de Portugal na escala 1:50 000. Notícia Explicativa da Folha 1-B (Monção). Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 46 pp., 1986.
- RÍOS, A. F.; PÉREZ, F. F.; FRAGA, F. Water masses in the upper and middle North Atlantic Ocean East of Azores. **Deep-Sea Research**, Vol. 39, pp. 645-658, 1992.
- RISER, J.A.M. Quaternary geology and the environment. Springer-Praxis Books in Geophysical Sciences, Springer, Praxis Publishing, Chichester, UK, 2001, 290 p.
- RODRIGUES, A.; DIAS, M.A. Evolução pós-glaciária da Plataforma Continental Portuguesa a Norte do Cabo Mondego. **Anais do Instituto Hidrográfico**, Vol. 10, pp. 39-50, 1989.
- RODRIGUES, A.; MAGALHÃES, F.; DIAS, J.M.A. Evolution of the North Portuguese Coast in the last 18000 years. London, **Quaternary International**, Vol. 9, pp. 67-74, 1991.
- RODRIGUEZ, F. C; ALBERTI, A. P.; RODRIGUEZ, L. L. **Relevo e as súas interaccións coa Atmosfera**. In: CORTIZAS, A. M.; ALBERTI, A. P. (eds), Atlas Climático de Galicia. Xunta de Galicia. Maquetación e impresión Santiago de Compostela, pp. 59-73, 1999.
- ROYER, D. L; BERNER, R. A.; MONTAÑEZ, I. P.; TABOR, N. J.; BEERLING, D. J. CO₂ as a primary driver of Phanerozoic climate. **GSA Today**, Vol. 14, n. C3, pp. 04-10, 2004.
- RUDDIMAN, W. F. Late Quaternary deposition of ice-rafted sand in the subpolar North Atlantic (lat. 40° to 65° N). **Geological Society of America Bulletin**, Vol. 88, pp. 1813-1827. 1977.
- RUPPERT, E. E.; FOX, R. S.; BARNES, R. D. Zoologia dos Invertebrados: Uma Abordagem Funcional-Evolutiva. 7ª Edição. Brooks/Cole. Revisão e Tradução Marques, A. C. 4ª Edição, Editora Roca, 2005.
- SALGADO, R.J. Relación morfosedimentaria entre la plataforma continental de Galicia y las Rías Bajas y su evolución durante el Cuaternario. Madrid, Publicaciones Especiales, Instituto Español de Oceanografía, Vol. 17, 233 pp., 1993.

- SALGUEIRO, E.; NAUGHTON, F.; VOELKER, A.H.L.; ABREU, L.; ALBERTO, A.; ROSSIGNOL, L.; DUPRAT, J.; MAGALHÃES, V.H.; VAQUEIRO, S.; TURON, J.-L.; ABRANTES, F. Past circulation along the western Iberian margin: a time slice vision from the Last Glacial to the Holocene. **Quaternary Science Reviews**, Vol. 106, pp. 316-329, 2014.
- SALGUEIRO, E.; VOELKER, A.H.L.; ABRANTES, F.; MEGGERS, H.; PFLAUMANN, U.; LONČARIĆ, N.; GONZÁLEZ-ÁLVAREZ, R.; OLIVEIRA, P.; BARTELS-JÓNSDÓTTIR, H.B.; MORENO, J.; WEFER, G. Planktonic foraminifera from modern sediments reflect upwelling patterns off Iberia: Insights from a regional transfer function. **Marine Micropaleontology**, Vol. 66, pp. 135–164, 2008.
- SALGUEIRO, E.; VOELKER, A.H.L.; ABREU, L.; ABRANTES, F.; MEGGERS, H.; WEFER, G. Temperature and productivity changes on the western Iberian margin during the last 150ky, **Quaternary Science Reviews**, Vol. 29, pp. 680-695, 2010.
- SCHEEL-YBERT, R.; CAROMANO, C. F.; CASCON, L. M.; BIANCHINI, G. F.; BEAUCLAIR, M. Estudos de paleoetnobotânica, paleoambiente e paisagem na Amazônia Central e o Exemplo do Sudeste-Sul do Brasil. **Arqueologia 2B.pmd**, pp. 909-935, 2010.
- SCHIEBEL, R.; HEMLEBEN C. Interannual variability of planktic foraminiferal populations and test flux in the eastern North Atlantic Ocean (JGOFS). **Deep-Sea Research II**, Vol. 47, pp. 1.809-1.852, 2000.
- SCHMITZ, W. J. JR. On the world ocean circulation: Volume I some global features/North Atlantic circulation. Tech. Rep. WHOI-96-03, Woods Hole Oceanographic Institute, Woods Hole, Mass. 1996.
- SCHMITZ, W. J. Jr., McCartney, M.S. On the North Atlantic circulation. **Reviews of Geophysics**, Vol. 31, pp. 24-49, 1993.
- SCHRÖDER-RITZRAU, A.; ANDRULEIT, H.; JENSEN, S.; SAMTLEBEN, C.; SCHÄFER, P.; MATTHIESSEN, J.; CHRISTIAN HASS, H.; KOHLY, A.; THIEDE, J. **Distribution export and alteration of fossilizable plankton in the Nordic Seas**. In: SCHÄFER, P.; RITZRAU, W.; SCHLÜTER, M.;e THIEDE, J. (eds.), The Northern North Atlantic - A changing environment, Springer Verlag, pp. 81-104, 2001.
- SCOTT, D. B; SCHAFER, C. T.; MEDIOLI, F. S. Monitoring in Coastal Environments using Foraminifera and Thecamoebian Indicators. Cambridge University Press, 2001.
- SEN GUPTA, B. K. **Systematics of modern Foraminifera**. In: Sen Gupta, B. K. (Ed.) Modern Foraminifera. Kluwer Academic Publishers, London, pp. 7-36, 1999b.
- SEN GUPTA, B. K.. **Intoduction to modern Foraminifera**. In: SEN GUPTA, B. K. (ed.) Modern Foraminifera. Kluwer Academic Publishers, London, pp. 3-6, 1999a.
- SEYVE, C. Introdução à micropaleontologia. Angola, Elf Aquitaine Angola, 1990.

- SHACKLETON, N.J. **13C in Uvigerina: tropical rainforest history and the equatorial Pacific carbonate dissolution cycles.** In: ANDERSON, N.; MALAHOF, A. (Eds.), Fate of Fossil Fuel CO₂ in the Oceans. Plenum, New York, pp. 401-427, 1977.
- SHACKLETON, N.J.; OPDYKE, N.D. Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 105 and 106 year scale. **Quaternary Research**, Vol. 3, pp. 39-55, 1973.
- SHANNON, C. E.; WEAVER, W. The mathematical theory of communication. University of Illinois Press, Urbana Illinois, 1948.
- SIGMAN, D.M.; BOYLE, E.A. Glacial/interglacial variations in atmospheric carbon dioxide. **Nature**, Vol. 407, pp. 859-869, 2000.
- SKINNER, L.C.; SHACKLETON, N.J.; ELDERFIELD, H. . Millennial-scale variability of deep-water temperature and δ^{18} Odw indicating deep-water source variations in the Northeast Atlantic, 0-34 cal. ka BP. **Geochemistry Geophysics Geosystems**, Vol. 4, n. 12, pp. 01-17, 2003.
- SOUZA, G. S.; KOENING, M. L.; LEÇA, E. E.; COELHO, M. P. C. A. Diatomáceas indicadoras de paleoambientes do Quaternário de Dois Irmãos, Recife, PE, Brasil. **Acta bot. bras.** Vol. 21, n. 3, pp. 521-529, 2007.
- STORER, T. I.; USINGER, R. L.; STEBBINS, R. C.; NYBAKKEN, J. W. Zoologia Geral. 6ª Edição. McGraw-Hill Book Company. Tradução Schlenz, E. Revisão Sampaio, F. A. A. Companhia Editora Nacional, 816 p., 2005.
- STUIVER, M; REIMER, P. J.; BARD, E.; BECK, J. W.; BURR, G. S.; HUGHEN, K. A.; KROMER, B.; MCCORMAC, G.; VAN DER PLICHT, J; SPURK, M. IntCal98 radiocarbon age calibration, 24,000–0 cal BP. **Radiocarbon**, Vol. 40, n. 3, pp. 1041-1083. 1998.
- SWART, P.K. Carbon and oxygen isotope fractionation in scleractinian corals: a review. **Earth-Science Reviews**, Vol. 19, pp. 51-80, 1983.
- TEIXEIRA, C. Tectónica Plio-Pleistocénica do Noreste Peninsular. **Bol. Soc. Geol. De Portugal**, Vol. 4, pp. 19-42, 1944.
- THUNELL, R. C.; CURRY, W. B.; HONJO, S. Seasonal variation in the flux of planktonic foraminifera: time series sediment trap results from the Panama Basin. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 64, pp. 44-55, 1983.
- THUNELL, R.; SAUTTER, L.R. **Planktonic foraminiferal faunal and stable isotopic indices of upwelling: a sediment trap study in the San Pedro Basin, Southern California Bight.** In: SUMMERHAYES, C. P.; PRELL, W. L.; EMEIS, K. C. (eds.). *Upwelling Systems: evolution since the early Miocene*, Geological Society Special Publication, Vol. 64, pp. 77-91, 1992.
- TOLEDO, F. A. L.; COSTA, K. B.; CAMILLO JR, E.; QUADROS, J. P. **Isótopos de oxigênio em foraminíferos bentônicos: critérios para seleção das amostras do Holoceno e**

- do último máximo glacial.** In: X Congresso Brasileiro da ABEQUA, 2005, Guarapari - ES. Boletim de Resumos Expandidos X ABEQUA, Vol. 1, pp. 72-84, 2005.
- UREY, H. C. Oxygen isotopes in nature and in the laboratory. **Science**, Vol. 108, pp. 489-496, 1948.
- UREY, H.C. The thermodynamic properties of isotopic substances. **Journal of Chemical Society**, Vol. 69, pp. 562-581, 1947.
- VALCARLOS, J. L. P. Origem y Evolución Geomorfológica de las Rías Atlánticas de Galicia. España. **Ver. Soc. Geol.** Vol. 13, n. 3-4, p. 393-403, 2000.
- van AKEN, H.M. The hydrography of the mid-latitude North-East Atlantic Ocean - Part II: the intermediate water masses. **Deep-Sea Research I**, Vol. 47, pp. 789-824, 2000.
- van KREVELD, S.; SARNTHEIN, M.; ERLLENKEUSER, H.; GROOTES, P.M.; JUNG, S.; NADEAU, M.-J.; PFLAUMANN, U.; VOELKER, A. Potential links between surging ice sheets, circulation changes, and the Dansgaard-Oeschger cycles in the Irminger Sea, 60-18 kyr. **Paleoceanography**, Vol. 15, n. 4, pp. 425-442, 2000.
- van WEERING, T.C.E.; DE STIGTER, H.C.; BOER, W.; DE HAAS, H. Recent sediment transport and accumulation on the NW Iberian margin. **Progress in Oceanography**, Vol. 52, pp. 349-371, 2002.
- VELOSO, E. Algumas Noções Elementares de Astronomia. Série Descobrimentos, Astronomia e Educação Matemática Nº 1. 1991, 32 p.
- VIEIRA, P. C. Contribuição da morfologia dos fósseis para dedução de paleoambientes. São Paulo, **Rev. IG**, Vol. 1, n. 2, pp. 33-38, 1980.
- VILELA, C.G.; BATISTA, D.S.; BAPTISTA-NETO, J.A.; CRAPEZ, M.; MCALLISTER, J.J. Benthic foraminifera distribution in high polluted sediments from Niterói Harbor (Guanabara Bay), Rio de Janeiro, Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Vol. 76, pp. 161-171, 2004.
- VINCENT, E.; KILLINGLEY, J.S.; BERGER, W.H. Stable isotope composition of benthic foraminifera from the equatorial Pacific. **Nature**, Vol. 289, pp. 639-643, 1981.
- VITORINO, J.; OLIVEIRA, A.; JOUANNEAU, J.M.; DRAGO, T. Winter dynamics on the northern Portuguese shelf. Part 2: bottom boundary layers and sediment dispersal. **Progress in Oceanography**, Vol. 52, pp. 155-170, 2002a.
- VITORINO, J.; OLIVEIRA, A.; JOUANNEAU, J.M.; DRAGO, T. Winter dynamics on the northern Portuguese shelf. Part 1: physical processes. **Progress in Oceanography**, Vol. 52, pp. 129-153, 2002b.
- VITORINO, J.; OLIVEIRA, A.; JOUANNEAU, J.M.; DRAGO, T. Winter dynamics and the transport of fine sediments on the northern Portuguese shelf. In: Third Symposium on the Iberian Atlantic Margin, Faro, 279-280 pp., 2000.

- VITORINO, J.P. Circulação residual ao largo da costa NW de Portugal durante a estação de afloramento de 1987. **Anais do Instituto Hidrográfico**, Vol. 10, pp. 25-37N., 1989.
- VOELKER, A. H. L.; ABREU, B. A Review of Abrupt Climate Change Events in the Northeastern Atlantic Ocean (Iberian Margin): Latitudinal, Longitudinal, and Vertical Gradients. Abrupt Climate Change: Mechanisms, Patterns, and Impacts. Geophysical Monograph Series. **American Geophysical Union**, Vol. 193, pp. 15-37, 2011.
- VOELKER, A. H. L.; ABREU, L.; SCHÖNFELD, J.; ERLLENKEUSER, H.; ABRANTES, F. Hydrographic conditions along the western Iberian margin during marine isotope stage 2. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems** **10**, Q12U08. 2009.
- WEFER, G.; BERGER, W.H. Isotope paleontology: growth and composition of extant calcareous species. **Marine Geology**, Vol. 100, pp. 207-248, 1991.
- WILLMER, P. Invertebrate relationships: patterns in animal evolution. Cambridge University Press, New York, 39 - 55 pp., 1990.
- WOODRUFF, J.; SAVIN, S.M; DOUGLAS, R.G. Biological fractionation of oxygen and carbon isotopes by recent benthic foraminifera. **Marine Micropaleontology**, Vol. 5, pp. 3-11, 1980.
- ZACHOS, J.C.; DICKENS, G.R.; ZEEBE, R.E. An Early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics. **Nature**, Vol. 451, pp. 279–283, 2008.
- ZAHN, R., WINN, K., SARNTHEIN, M. Benthic foraminiferal δC and accumulation of organic carbon: *Uvigerina perigerina* and *Cibicidoides wuellerstorfi*. **Paleoceanography**, Vol. 1, pp. 27-42, 1986.

APÊNDICE - Artigo: *Three Dimensional Models of Pyrgo Depressa (D'orbigny, 1826) (Foraminifera) Performed with Microtomography Techniques.*

Este trabalho inclui também a aplicação da técnica tridimensional na análise morfológica de um foraminífero bentônico pertencente à espécie *Pyrgo depressa* (d'ORBIGNY, 1826). Os resultados são apresentados num artigo já publicado que se inclui neste site <https://www.e-publicacoes.uerj.br/index.php/jse/article/view/23265>, disponibilizado desde junho de 2016. Este trabalho embora não tenha relação direta com os estudos paleoceanográficos referidos, poderá vir a ser útil em trabalhos sistemáticos e biostratigráficos a realizar futuramente.

***Pyrgo depressa* (d'ORBIGNY, 1826)**

O táxon *Pyrgo depressa* (d'ORBIGNY, 1826) possui uma ornamentação externa relativamente simples. Tem uma carapaça lisa esférica apresentando inclusive duas câmaras visíveis, com contorno externo circular, abertura ovalada e simples (MARTINS e GOMES, 2004). Os indivíduos desta espécie são em geral epifaunais vivendo entre plantas ou sedimentos, em profundidades tipicamente batiais. Esta espécie foi utilizada para estudos da técnica 3D com intuito de analisar suas estruturas internas (<https://www.e-publicacoes.uerj.br/index.php/jse/article/view/23265>).

TÉCNICA TRIDIMENSIONAL MICRO-CT

A técnica 3D para microtomografia (Micro-CT) pode produzir múltiplas imagens tomográficas (slices). Estas imagens múltiplas tomográficas podem ser aplicadas a um programa específico para a geração de modelos 3D. Estes podem fornecer detalhes de estruturas internas e externas.

A metodologia 3D é um método indireto, onde a tomografia computadorizada está inserida, assim como o programa específico que possui o algoritmo *shape from silhouettes*. Este possibilita a construção do modelo 3D, parecido com programas de fotogrametria, com a diferença que o algoritmo processa o modelo tridimensional pelas variações de densidades captadas pelas imagens tomográficas. A técnica 3D permite análise dos detalhes internos e externos da morfologia dos foraminíferos, podendo vir a ser útil em estudos de evolução filogenética.