

UNIVERSIDADE DE LISBOA  
FACULDADE DE CIÊNCIAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



## **Hidrologia e Dinâmica do Oceano Costeiro de Portugal na Região do Cabo Mondego**

Alexandra Hurduc

**Mestrado em Ciências do Mar**

Dissertação orientada por:  
Prof. Doutora Maria de Fátima Sousa

# Resumo

No âmbito do projeto de I&D “Interação entre o Afloramento Costeiro e a Corrente de Portugal - CORPAC” contrato nº 804.86.145 da Junta Nacional de Investigação Científica e Tecnologia – JNICT (atual Fundação para a Ciência e a Tecnologia – FCT), realizaram-se três campanhas oceanográficas, CORPAC/87, CORPAC/89 e CORPAC/92, na região do Cabo Mondego. A última campanha CORPAC/92, decorreu de 22 a 29 de janeiro de 1992 e os dados hidrológicos recolhidos ainda não tinham sido processados. Assim, o processamento e análise destes dados constitui o objetivo do presente trabalho.

Os dados de temperatura, de salinidade e de pressão foram disponibilizados pelo arquivo de dados do MARE/FCUL (Centro de Ciências do Mar e do Ambiente, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa). Estes foram obtidos com 79 estações CTD com medições entre a superfície e a profundidade de 2000 m.

Através da análise dos perfis de temperatura, de salinidade e de densidade identificou-se a camada de mistura atingindo profundidades de 150-200 m. À superfície a temperatura variou entre 12.0 e 15.5°C enquanto a salinidade apresentou valores em torno de 36.0. As descargas de água dos rios destacaram-se por valores inferiores de temperatura e salinidade.

Os diagramas de dispersão  $\theta/S$  revelaram a presença das massas de água características do oceano costeiro de Portugal: a Água Central Oriental do Atlântico Norte (ACOAN), a Água Mediterrânica (AM) presente através de dois núcleos  $AM_{sup}$  e  $AM_{inf}$  e a Água Profunda do Atlântico Norte (APAN). As características da ACOAN estão desviadas relativamente à curva representativa daquela água central definida por Fiúza (1984) apresentando temperaturas mais baixas e/ou salinidades mais elevadas. Este desvio foi detetado em trabalhos anteriores (por ex, Boyer *et al.*, 2005). Através de uma análise da literatura relativa à Água Central no bordo leste do Atlântico Norte conclui-se que este desvio ocorre devido a um aumento da salinidade a estas profundidades.

Através da distribuição de propriedades sobre superfícies horizontais foi possível identificar a Corrente Ibérica para o Polo (IPC – *Iberian Poleward Current*) pelas temperaturas e salinidades mais elevadas (1.0°C e 0.1, respetivamente). O mesmo padrão foi observado na temperatura da superfície do mar obtida pelo sensor AVHRR para o mês de janeiro de 1992.

O cálculo da velocidade geostrófica não se revelou conclusivo na identificação da IPC, podendo dever-se a escolha do nível de referência usado no cálculo da mesma.

**Palavras-chave:** oceano costeiro de Portugal, CTD, Cabo Mondego, massas de água, velocidade geostrófica.

# Abstract

In the frame of the R&D project “Interação entre o Afloramento Costeiro e a Corrente de Portugal - CORPAC” contract no. 804.86.145 of the Junta Nacional de Investigação Científica e Tecnologia - JNICT (now the Fundação para a Ciência e a Tecnologia - FCT), three oceanographic campaigns, CORPAC/87, CORPAC/89 and CORPAC/92, were carried out in the region of Cape Mondego. The last one, CORPAC/92, took place from 22 to 29 January 1992 and the data gathered during this cruise had not yet been processed. Processing and analysis of the data collected during this cruise represents the objective of this work.

Temperature, salinity and pressure data were provided by the data archive of MARE/FCUL (Center for Marine and Environmental Sciences, Faculty of Sciences of the University of Lisbon). These were obtained from 79 CTD stations with measurements between the surface and 2000 m depth.

By analysis of the temperature, salinity and density profiles, a mixing layer was identified reaching the depth of 150-200 m. At the surface the temperature ranged between 12.0 and 15.5°C while salinity presented values around 36.0. River run-off were characterized by lower values of temperature and salinity.

$\theta/S$  diagrams revealed the presence of water masses characteristic of the coastal ocean of Portugal: the Eastern North Atlantic Central Water (ENACW), the Mediterranean Water (MW) with two cores,  $MW_U$  and  $MW_L$  and the North Atlantic Deep Water (NADW).

A deviation of the thermohaline characteristics of the ENACW was identified with respect to its representative curve defined by Fiúza (1984) towards lower temperatures and/or higher salinities. This deviation was detected in previous works (e.g., Boyer *et al.*, 2005). Through an analysis of the literature on Central Water of the eastern North Atlantic we concluded that this deviation occurs due to an increase in salinity at these depths.

The distribution of properties on horizontal surfaces made possible the identification of the Iberian Poleward Current (IPC) through higher temperature and salinity values (1.0°C and 0.1, respectively). The same pattern was observed in the sea surface temperature obtained with the AVHRR sensor for the month of January 1992.

The calculation of the geostrophic velocity was not conclusive for the identification of IPC, this may be due to the choice of the reference level used in the calculation.

**Key words:** coastal ocean of Portugal, CTD, Cape Mondego, water masses, geostrophic velocity.

# Conteúdo

<b>Índice de Figuras</b>	<b>i</b>
<b>Lista de Siglas</b>	<b>iii</b>
<b>1 Introdução</b>	<b>1</b>
1.1 Oceano costeiro de Portugal .....	1
1.1.1 Caracterização hidrológica do oceano costeiro de Portugal .....	4
1.1.2 Caracterização dinâmica do oceano costeiro de Portugal .....	5
1.2 Enquadramento da campanha .....	7
1.3 Objetivos e organização .....	8
<b>2 Dados e metodologias</b>	<b>10</b>
2.1 Dados hidrológicos .....	10
2.2 Dados de deteção remota .....	13
2.3 Campo do vento .....	14
<b>3 Resultados e discussão</b>	<b>15</b>
3.1 Hidrologia do oceano costeiro. Massas de água .....	15
3.1.1 Perfis de temperatura potencial, salinidade e densidade .....	15
3.1.2 Diagrama de dispersão $\theta/S$ .....	17
3.1.3 Secções de $\theta$ , $S$ e $\sigma_\theta$ .....	19
3.1.4 Distribuição de propriedades sobre superfícies horizontais .....	21
3.1.5 Camada de mistura .....	24
3.2 Dinâmica do oceano costeiro: circulação geostrófica .....	25
<b>4 Conclusões</b>	<b>27</b>
<b>Referências</b>	<b>29</b>
<b>Bibliografia adicional</b>	<b>31</b>

# Índice de Figuras

<b>Figura 1.1.</b> Sistema de correntes do bordo leste do Atlântico Norte. Estão identificadas a Corrente de Deriva do Atlântico Norte ( <i>North Atlantic Drift Current - NADC</i> ), a Corrente do Atlântico Norte ( <i>North Atlantic Current - NAC</i> ), a Corrente de Portugal ( <i>Portugal Current - PoC</i> ), a corrente dos Açores ( <i>Azores Current - AC</i> ), a Corrente das Canárias ( <i>Canary Current - CaC</i> ), a Corrente Equatorial do Norte ( <i>North Equatorial Current - NEC</i> ), e a Contra Corrente Equatorial do Norte ( <i>North Equatorial Counter-Current - NECC</i> ). Estão também identificadas as massas de água central: Água Central Oriental do Atlântico Norte de origem sub-polar ( <i>Eastern North Atlantic Central Water of sub-polar origin - ENACW<sub>P</sub></i> ), a Água Central Oriental do Atlântico Norte de origem sub-tropical ( <i>Eastern North Atlantic Central Water of sub-tropical origin - ENACW<sub>T</sub></i> ) e a Água Central do Atlântico Sul ( <i>South Atlantic Central Water - SACW</i> ) (de Mason <i>et al.</i> , 2005). .....	2
<b>Figura 1.2.</b> Morfologia do fundo do oceano costeiro de Portugal. Estão identificados os acidentes topográficos da margem ocidental ibérica: Canhão do Porto - CP; Canhão de Aveiro - CA; Canhão da Nazaré - CN; Canhão de Lisboa - CL; Canhão de Setúbal - CS; Canhão de São Vicente - CSV; Monte da Galiza - MG; Monte de Vigo - MV; Monte do Porto - MP; Banco de Gorringe - BG. Estão também representadas as batimétricas de 1000 em 1000 m (linhas a cheio) e o bordo da plataforma continental (200 m, linha a tracejado). A região delimitada a preto representa a área de estudo. ....	3
<b>Figura 1.3.</b> Diagrama $\theta/S$ característico da parte norte do oceano costeiro de Portugal. Estão identificadas as principais massas de água presentes na região: Água Central Oriental do Atlântico Norte de origem sub-polar ( <i>Eastern North Atlantic Central Water of sub-polar origin - ENACW<sub>sp</sub></i> ), Água Central Oriental do Atlântico Norte de origem sub-tropical ( <i>Eastern North Atlantic Central Water of sub-tropical origin - ENACW<sub>st</sub></i> ), núcleo superior da Água Mediterrânica ( <i>upper core of Mediterranean Water - MW<sub>U</sub></i> ), núcleo inferior da Água Mediterrânica ( <i>lower core of Mediterranean Water - MW<sub>L</sub></i> ), Água do Mar do Labrador ( <i>Labrador Sea Water - LSW</i> ) e Água Profunda do Atlântico Norte ( <i>North Atlantic Deep Water - NADW</i> ). Está também representada a Água Central Ocidental do Atlântico Norte ( <i>Western North Atlantic Central Water - WNACW</i> ) (de Fiúza <i>et al.</i> , 1998). .....	5
<b>Figura 1.4.</b> Esquema representativo do ciclo sazonal das correntes ao longo da costa portuguesa. As velocidades positivas (a laranja) correspondem a escoamento para Norte enquanto que os valores negativos (a azul) correspondem a escoamento para Sul. Distinguem-se a Corrente Ibérica para o Polo ( <i>Iberian Poleward Current - IPC</i> ), a <i>Upper Slope Countercurrent - USCC</i> , a <i>Iberian Poleward Slope Undercurrent - IPSU</i> e o <i>Upwelling Jet - UJ</i> (de Teles-Machado <i>et al.</i> , 2015). .....	7

<b>Figura 2.1.</b> Localização das 79 estações CTD realizadas durante a campanha CORPAC/92. As batimétricas estão traçadas com um espaçamento de 500 m (linhas a cheio) e está também representado o bordo da plataforma continental (batimétrica de 200 m, linha a tracejado). .....	11
<b>Figura 2.2.</b> Temperatura da superfície do mar (TSM), média obtida durante o mês de janeiro de 1992. A região delimitada a preto representa a área de estudo da campanha CORPAC/92. Dados retirados de <a href="ftp://podaac-ftp.jpl.nasa.gov/allData/avhrr/L3/pathfinderv5/">ftp://podaac-ftp.jpl.nasa.gov/allData/avhrr/L3/pathfinderv5/</a> . .....	13
<b>Figura 2.3.</b> Campo do vento durante o mês de janeiro de 1992. O período da campanha CORPAC/92 encontra-se assinalado. Dados retirados de <a href="https://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets/reanalysis-datasets/era-interim">https://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets/reanalysis-datasets/era-interim</a> . .....	14
<b>Figura 3.1.</b> Perfis de a) temperatura potencial $\theta$ , b) salinidade S e c) $\sigma_\theta$ ( $\text{kg m}^{-3}$ ) das 79 estações CTD realizadas durante a campanha CORPAC/92. A azul e a vermelho estão representados os perfis correspondentes às estações 40 e 75, respetivamente. ....	16
<b>Figura 3.2.</b> Diagrama $\theta/S$ de dispersão das 79 estações CTD realizadas durante a campanha CORPAC/92. A curva a cinzento representa a Água Central Oriental do Atlântico Norte (ACOAN), definida por Fiúza (1984). Estão identificados o núcleo superior da Água Mediterrânica - $AM_{\text{sup}}$ e núcleo inferior da Água Mediterrânica - $AM_{\text{inf}}$ , a Água do Mar do Labrador - AL e a Água Profunda do Atlântico Norte - APAN. ....	17
<b>Figura 3.3.</b> Distribuições verticais de a) temperatura potencial $\theta$ , b) salinidade S e c) $\sigma_\theta$ ( $\text{kg m}^{-3}$ ), ao longo da secção I ( $40^\circ 05' \text{ N}$ ), localizada frente à foz do Rio Mondego. ....	19
<b>Figura 3.4.</b> Distribuições verticais de a) temperatura potencial $\theta$ , b) salinidade S e c) $\sigma_\theta$ ( $\text{kg m}^{-3}$ ), ao longo da secção VI ( $41^\circ 20' \text{ N}$ ), localizada a norte do Rio Douro. ....	20
<b>Figura 3.5.</b> Superfícies de nível de a) temperatura potencial $\theta$ , b) salinidade S e c) $\sigma_\theta$ ( $\text{kg m}^{-3}$ ), a 10 m de profundidade obtidas durante a campanha CORPAC/92. ....	22
<b>Figura 3.6.</b> Superfícies de nível de a) temperatura potencial $\theta$ , b) salinidade S e c) $\sigma_\theta$ ( $\text{kg m}^{-3}$ ), a 100 m de profundidade obtidas durante a campanha CORPAC/92. ....	23
<b>Figura 3.7.</b> Distribuição da temperatura da superfície do mar média para o mês de janeiro de 1992, obtida com o sensor AVHRR. Sobrepostas estão as isotérmicas a 10 m de profundidade obtidas com os dados hidrológicos. ....	24
<b>Figura 3.8.</b> Profundidade da camada de mistura a) durante a campanha CORPAC/92 e b) obtida por medições efetuadas em fevereiro e março de 1984 (de Padin et al., 2011). ....	25
<b>Figura 3.9.</b> Distribuição vertical da componente da velocidade geostrófica normal à secção I, localizada frente à foz do Rio Mondego, durante a campanha CORPAC/92 (velocidades positivas para norte). ....	25
<b>Figura 3.10.</b> Distribuição da velocidade geostrófica a 10 dbar relativamente a 350 dbar (velocidades positivas para norte). ....	26

## Lista de Siglas

<b>ACOAN</b>	Água Central Oriental do Atlântico Norte
<b>AM</b>	Água Mediterrânica
<b>AMS</b>	Água Modal Subpolar
<b>AL</b>	Água do Mar do Labrador
<b>APAN</b>	Água Profunda do Atlântico Norte
<b>AVHRR</b>	<i>Advanced Very High Resolution Radiometer</i>
<b>CA</b>	Corrente dos Açores
<b>CAN</b>	Corrente do Atlântico Norte
<b>CDAN</b>	Corrente de Deriva do Atlântico Norte
<b>CORPAC</b>	Projeto de I&D “Interação entre o Afloramento Costeiro e a Corrente de Portugal - CORPAC”
<b>ECMWF</b>	<i>European Centre for Medium-Range Weather Forecasts</i>
<b>FCUL</b>	Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa
<b>GODFUL</b>	Grupo de Oceanografia do Departamento de Física da Universidade de Lisboa (atual MARE/FCUL)
<b>IPC</b>	<i>Iberian Poleward Current</i>
<b>IPSU</b>	<i>Iberian Poleward Slope Undercurrent</i>
<b>MARE</b>	Centro de Ciências do Mar e do Ambiente, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa -MARE/FCUL
<b>TABAH</b>	Grupo de Trabalho Taxonómico do Instituto de Biologia de Helgoland, Alemanha
<b>TSM</b>	Temperatura da Superfície do Mar
<b>UJ</b>	<i>Upwelling Jet</i>
<b>USCC</b>	<i>Upper Slope Countercurrent</i>
<b>WIBP</b>	<i>Western Iberian Buoyant Plume</i>

## Símbolos

$\theta$	Temperatura potencial
$S$	Salinidade
$\sigma_\theta$	Sigma-theta (densidade)
$V_g$	Velocidade geostrófica

# Capítulo 1

## Introdução

### 1.1. Oceano costeiro de Portugal

A região em estudo localiza-se no bordo leste do Atlântico Norte. Às latitudes subtropicais, no Atlântico Norte, a circulação é caracterizada pelo giro subtropical do Atlântico Norte, induzido pelo campo do vento. Este giro compreende a Corrente Equatorial do Norte, fluindo para Oeste, seguida pela Corrente do Golfo. Esta última é intensificada pela sua recirculação, induzida pela energia potencial da termoclina extremamente inclinada da própria Corrente do Golfo, apresentando um escoamento essencialmente para Norte (fletindo para o interior do oceano a  $\sim 40^\circ$  N), dando origem à Corrente do Atlântico Norte,  $48-53^\circ$  N (limite Norte do giro). A Corrente do Atlântico Norte, para além de ser o ramo setentrional do giro subtropical do Atlântico Norte, divide-se na Corrente de Deriva do Atlântico Norte (CDAN), que se dirige para a Islândia e às Ilhas Britânicas. O limite oriental do giro é formado pelo sistema de correntes Portugal-Canárias, com escoamento para Sul, ao largo da Península Ibérica (PI) e da costa Noroeste de África (Mason *et al.*, 2005).

Como se pode observar na Fig. 1.1, retirada de um relatório de revisão referente ao Atlântico Norte, Mason *et al.* (2005) identificaram as principais correntes que influenciam o oceano costeiro de Portugal como sendo a Corrente do Atlântico Norte (CAN), a Corrente dos Açores (CA) e o sistema de correntes de Portugal-Canárias (CPC).

A Fig. 1.2. mostra a morfologia do fundo do oceano costeiro de Portugal continental. Esta apresenta vários acidentes topográficos: os canhões do Porto ( $\sim 41.3^\circ$  N), de Aveiro ( $\sim 40.7^\circ$  N), da Nazaré ( $\sim 39.6^\circ$  N), de Lisboa ( $\sim 38.4^\circ$  N), de Setúbal ( $\sim 38.2^\circ$  N), de São Vicente ( $\sim 36.9^\circ$  N); e os montes submarinos da Galiza ( $42.7^\circ$  N,  $11.6^\circ$  W), de Vigo ( $\sim 41.3^\circ$  N,  $10.6^\circ$  W), do Porto ( $40.7^\circ$  N,  $10.0^\circ$  W) e o Banco de Goringe ( $36.7^\circ$  N,  $11.2^\circ$  W). Note-se a orientação quase meridional da costa Oeste de Portugal continental. A plataforma continental apresenta uma largura de cerca de 20 km a Sul de Lisboa enquanto que a Norte pode atingir larguras de 50 a 60 km.



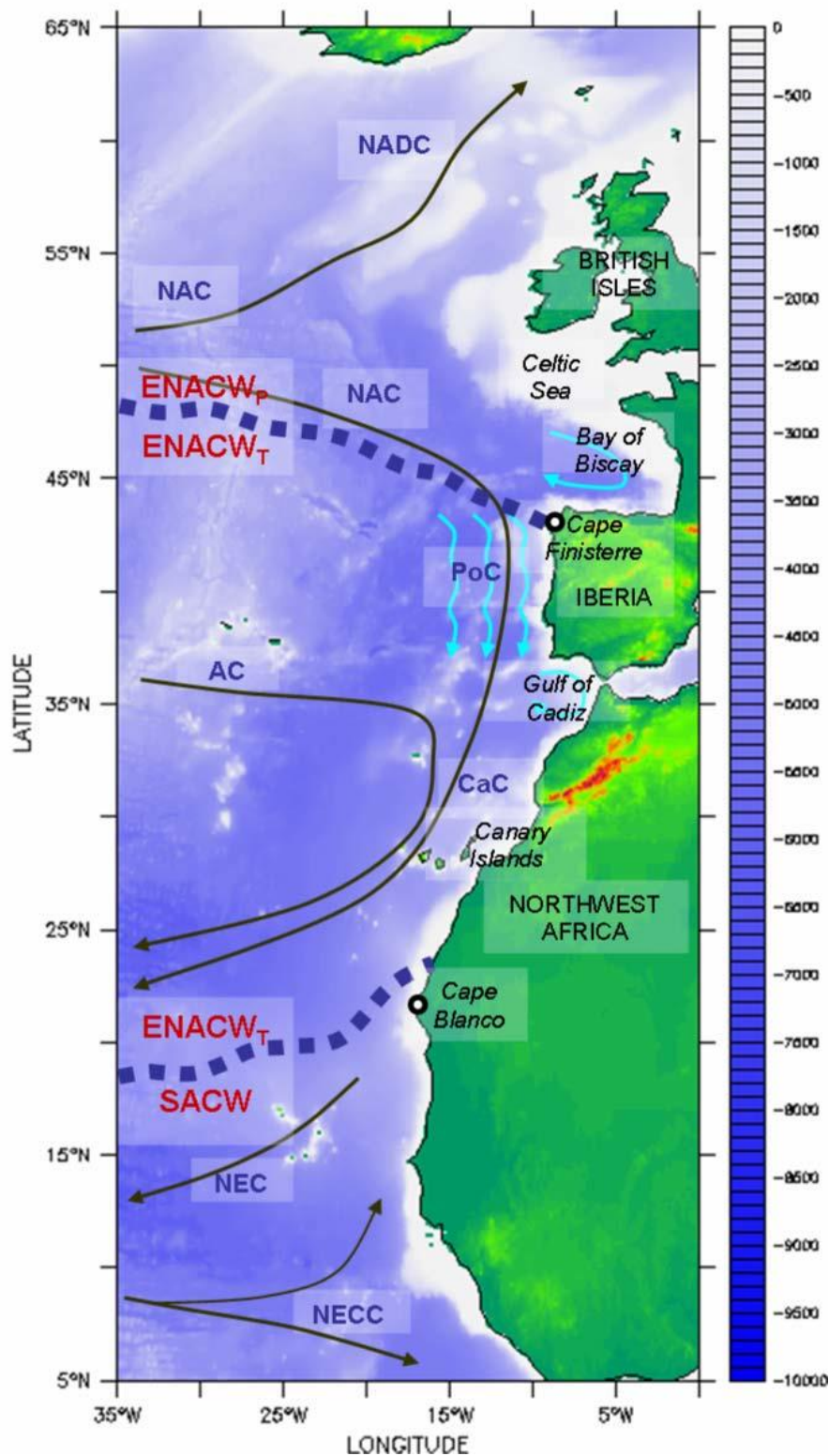


Figura 1.1. Sistema de correntes do bordo leste do Atlântico Norte. Estão identificadas a Corrente de Deriva do Atlântico Norte (*North Atlantic Drift Current* - NADC), a Corrente do Atlântico Norte (*North Atlantic Current* - NAC), a Corrente de Portugal (*Portugal Current* - PoC), a corrente dos Açores (*Azores Current* - AC), a Corrente das Canárias (*Canary Current* - CaC), a Corrente Equatorial do Norte (*North Equatorial Current* - NEC), e a Contra Corrente Equatorial do Norte (*North Equatorial Counter-Current* - NECC). Estão também identificadas as massas de água central: Água Central Oriental do Atlântico Norte de origem sub-polar (*Eastern North Atlantic Central Water of sub-polar origin* - ENACW<sub>p</sub>), a Água Central Oriental do Atlântico Norte de origem sub-tropical (*Eastern North Atlantic Central Water of sub-tropical origin* - ENACW<sub>t</sub>) e a Água Central do Atlântico Sul (*South Atlantic Central Water* - SACW) (de Mason *et al.*, 2005).

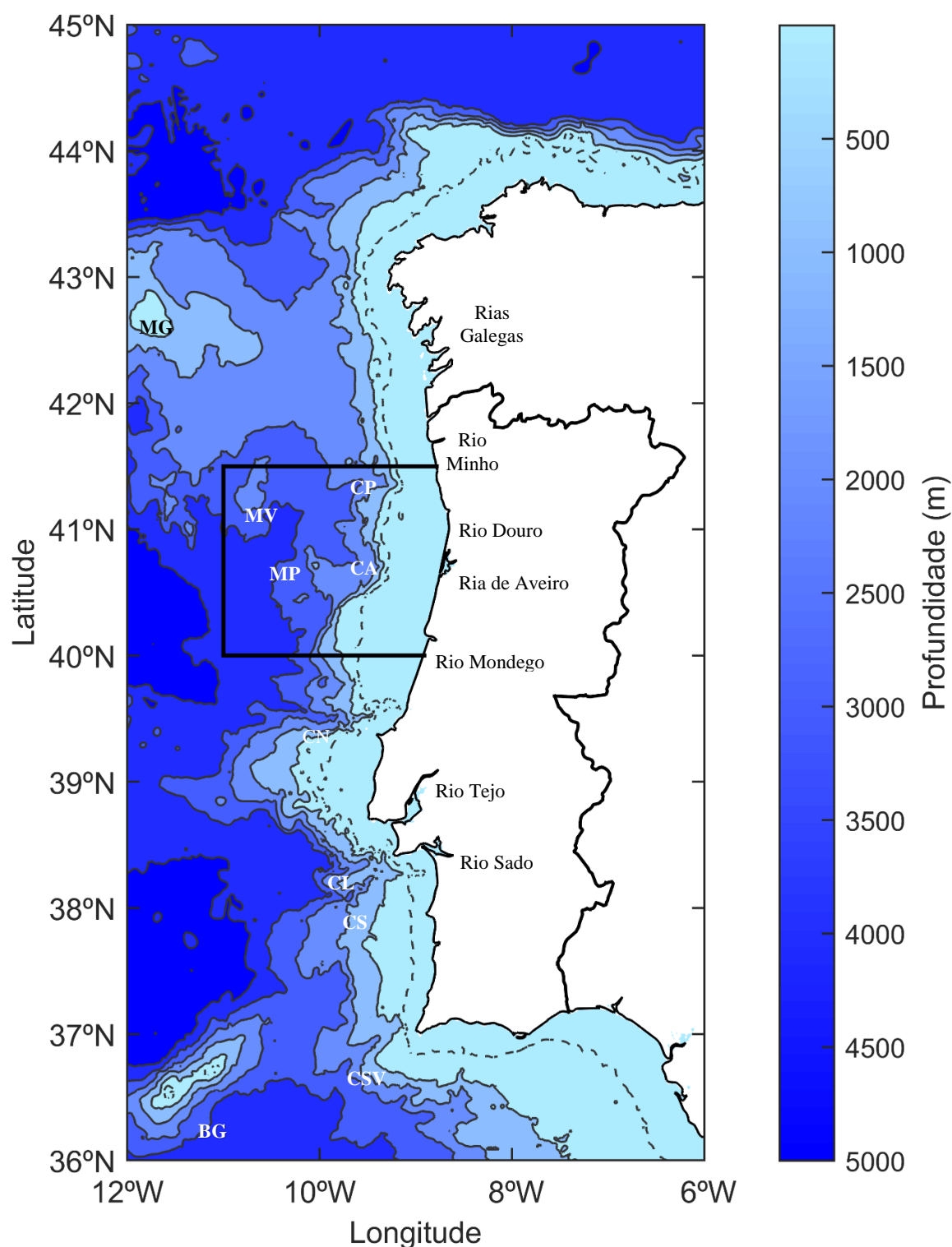


Figura 1.2. Morfologia do fundo do oceano costeiro de Portugal. Estão identificados os acidentes topográficos da margem ocidental ibérica: Canhão do Porto - CP; Canhão de Aveiro - CA; Canhão da Nazaré - CN; Canhão de Lisboa - CL; Canhão de Setúbal - CS; Canhão de São Vicente - CSV; Monte da Galiza - MG; Monte de Vigo - MV; Monte do Porto - MP; Banco de Goringe - BG. Estão também representadas as batimétricas de 1000 em 1000 m (linhas a cheio) e o bordo da plataforma continental (200 m, linha a tracejado). A região delimitada a preto representa a área de estudo.

### 1.1.1. Caracterização hidrológica do oceano costeiro de Portugal

Ao longo da coluna de água e, de acordo com a profundidade, encontram-se águas diferenciadas pelas suas características termohalinas bem definidas.

A camada superficial (0 - 200 m) na região em estudo possui uma forte variabilidade sazonal devido à interação oceano-atmosfera (aquecimento/arrefecimento no verão/inverno, mistura induzida pelo vento e evaporação/precipitação). Durante o inverno, é frequente encontrar uma camada de mistura (CM) com espessuras que podem atingir 100 a 300 m de profundidade (Padin *et al.*, 2011). Esta é uma camada com características termohalinas constantes. Por oposição, durante o verão, em lugar da CM forma-se uma termoclina (zona com forte gradiente térmico vertical) sazonal, pelo aquecimento provocado pela radiação solar. É nesta camada superficial que se faz notar o efeito do escoamento da água dos rios, com uma diminuição da salinidade e aumento/diminuição da temperatura no verão/inverno junto à foz dos rios (Fiúza *et al.*, 1998). A água proveniente da descarga dos vários rios e rias da região (Rias Galegas, Rio Minho, Rio Douro, Ria de Aveiro e Rio Mondego) origina uma lente de baixa salinidade junto à costa, que Peliz *et al.* (2002) denominaram de *Western Iberian Buoyant Plume* (WIBP). Esta estrutura, embora mais pronunciada durante o inverno por estar dependente da precipitação, observa-se durante todo o ano, e corresponde a salinidades inferiores a 35.7 (Peliz *et al.*, 2002).

A Fig. 1.3 representa um diagrama  $\theta/S$  característico da região em estudo onde podem ser identificadas as várias massas de água. Abaixo da camada superficial e ocupando a termoclina permanente, encontra-se uma massa de água central (200 – 500 m) que, no caso do oceano costeiro de Portugal é a Água Central Oriental do Atlântico Norte (ACOAN), definida por Fiúza (1984). A ACOAN é constituída por duas massas de água, uma de origem subtropical (ACOAN<sub>st</sub>) e uma de origem subpolar (ACOAN<sub>sp</sub>). A ACOAN<sub>st</sub> apresenta temperaturas no intervalo 13.13 - 18.50°C e salinidades entre 35.80 - 36.75. É formada aproximadamente a 35° N por subducção da Água Modal dos Açores. A ACOAN<sub>sp</sub> possui temperaturas e salinidades mais baixas, compreendidas entre 10.00 - 12.20°C e 35.40 - 35.66, respetivamente. Esta está relacionada com a Água Modal Subpolar, presente a Norte de 46° N, no setor leste do Atlântico Norte. Assim, a ACOAN é representada no diagrama  $\theta/S$  como a junção dos dois segmentos de reta identificados pelas duas massas de água referidas. Esta junção foi efetuada por Fiúza (1984), por avaliação de dados oceanográficos de diversos anos. Ríos *et al.* (1992) confirmaram a concordância entre a água central do setor Noroeste do Atlântico e a ACOAN de Fiúza (1984).

Avançando na coluna de água e ao nível das águas intermédias (de 500 a 1500 m de profundidade) existe uma camada preenchida pela Água Mediterrânica (AM), caracterizada por temperaturas e salinidades mais elevadas, que atingem valores de 14.0°C e 38.0 respetivamente, na proximidade do estreito de Gibraltar. A AM penetra no Atlântico pelo Estreito de Gibraltar, contornando a PI, podendo atingir latitudes até 53° N. A AM mistura-se com a água mais fria e menos salgada do Atlântico distinguindo-se em dois núcleos, o superior (AM<sub>sup</sub>) e inferior (AM<sub>inf</sub>). O núcleo superior caracteriza-se por um máximo relativo de temperatura ( $\theta = 13.0^\circ\text{C}$ , frente ao Cabo São Vicente), centrado aproximadamente a 800 m de profundidade. O núcleo inferior constitui um máximo relativo de salinidade ( $S = 36.6$ , frente ao Cabo São Vicente), centrando-se aproximadamente a 1200 m. Prieto *et al.* (2013), corroboram estes valores a partir da análise de dados hidrológicos recolhidos no oceano costeiro de Portugal durante o período de 2003 a 2010, concluindo que os dois núcleos se tornam indistinguíveis a partir de 42° N.

A partir de 1500 m de profundidade circulam as águas profundas e de fundo. Na região de interesse, fazem-se notar duas massas de água: a Água do Mar do Labrador (AL) e a Água Profunda do Atlântico Norte (APAN). Tal como o nome indica, a AL é formada no Mar do Labrador, por convecção profunda.

A APAN é formada no Atlântico Norte, perto de 60° N. Esta apresenta temperaturas mais baixas e salinidades mais elevadas ( $\theta = 2.5^{\circ}\text{C}$  e  $S = 34.94$ ) comparativamente à AL ( $\theta = 3.5^{\circ}\text{C}$  e  $S = 34.89$ ). A AL exerce mais influência às latitudes mais elevadas enquanto a APAN se encontra presente nas latitudes mais a sul.

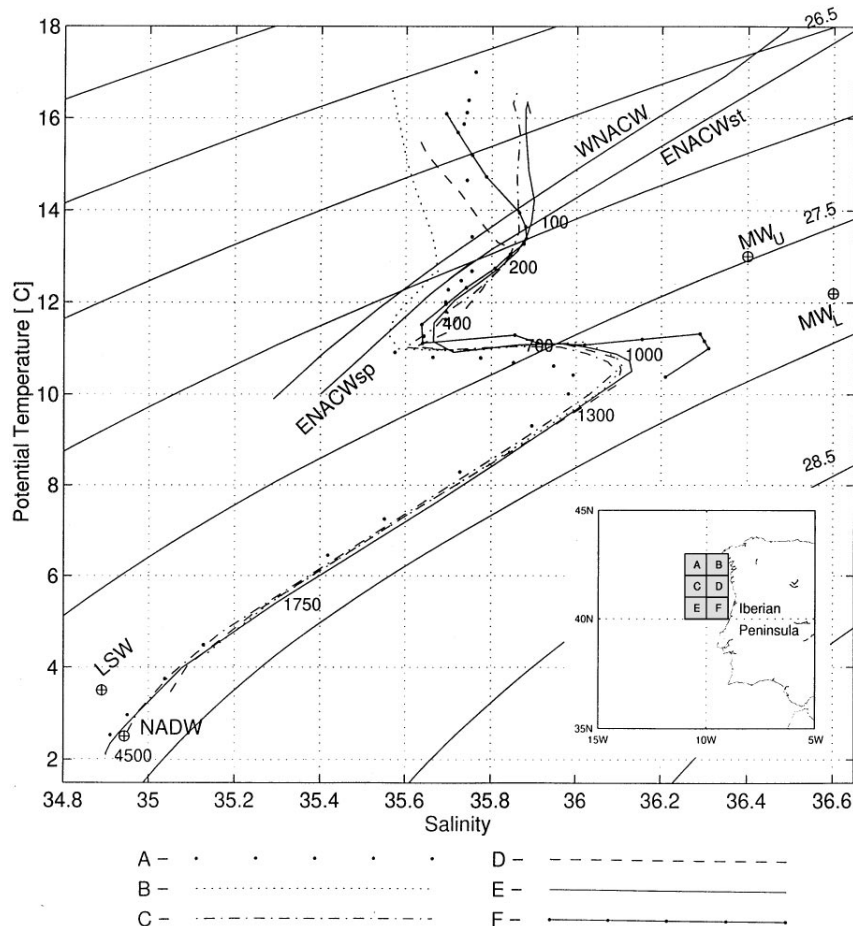


Figura 1.3. Diagrama  $\theta/S$  característico da parte norte do oceano costeiro de Portugal. Estão identificadas as principais massas de água presentes na região: Água Central Oriental do Atlântico Norte de origem sub-polar (*Eastern North Atlantic Central Water of sub-polar origin* – ENACW<sub>sp</sub>), Água Central Oriental do Atlântico Norte de origem sub-tropical (*Eastern North Atlantic Central Water of sub-tropical origin* – ENACW<sub>st</sub>), núcleo superior da Água Mediterrânica (*upper core of Mediterranean Water* - MW<sub>U</sub>), núcleo inferior da Água Mediterrânica (*lower core of Mediterranean Water* - MW<sub>L</sub>), Água do Mar do Labrador (*Labrador Sea Water* - LSW) e Água Profunda do Atlântico Norte (*North Atlantic Deep Water* - NADW). Está também representada a Água Central Ocidental do Atlântico Norte (*Western North Atlantic Central Water* - WNACW) (de Fiúza *et al.*, 1998).

### 1.1.2. Caracterização dinâmica do oceano costeiro de Portugal

Nas camadas mais superficiais do oceano, a circulação é induzida pelo campo do vento. A Península Ibérica, pela sua posição geográfica apresenta um regime de ventos de Norte durante a primavera e verão, pela migração para Norte do Anticiclone dos Açores, encristando para a Europa. Durante o outono e inverno, os ventos de Norte enfraquecem, havendo períodos em que predominam frequentemente ventos de Sul (Mason *et al.*, 2005).

Um dos processos mais importantes na região de estudo consiste no fenómeno do *upwelling* ou afloramento costeiro. Este fenómeno ocorre principalmente durante o verão, na costa da Península Ibérica, devido ao regime predominante de ventos do quadrante Norte durante este período, a

denominada “nortada”. As águas subsuperficiais que ascendem à superfície são de grande importância para a produção primária marinha, principalmente no que diz respeito às pescas, pela maior disponibilidade de nutrientes (Peliz *et al.*, 2002; Mason *et al.*, 2005).

Através de uma análise conjunta de 19 imagens obtidas no domínio do infravermelho térmico com o satélite NOAA-7 e dados hidrológicos (distribuição da temperatura da superfície do mar) recolhidos no âmbito da campanha MEDPOR/2 que teve lugar de 29 de novembro a 4 de dezembro de 1983, sobre a vertente continental portuguesa, a Norte de 38° N, Frouin *et al.* (1990) identificaram uma corrente superficial, mais quente e salgada, durante o outono/inverno. A corrente localizava-se sobre a vertente e apresentava um transporte para Norte, contornando a PI. Estes autores identificaram a corrente ao longo da costa de Portugal, Espanha e Sudoeste de França, nomeando-a por *Costal Counter Current of Portugal* (Contra Corrente Costeira de Portugal). Esta corrente apresentava uma largura aproximada de 40 km e uma cunha de penetração mais estreita, da ordem de 10 km.

Um estudo semelhante de Haynes e Barton (1990) com base em imagens do sensor AVHRR (*Advanced Very High Resolution Radiometer*) a bordo do satélite NOAA-9, juntamente com dados hidrológicos recolhidos durante setembro e outubro de 1986, confirmaram a estrutura encontrada por Frouin *et al.* (1990), denominando-a de *Iberian Slope Current* (Corrente da Vertente Ibérica).

Fiúza *et al.* (1998) analisaram dados hidrológicos obtidos por CTD durante a campanha MORENA 1 em maio de 1993. Estes autores afirmam que o fluxo de água para o polo é claramente identificado pelas características termohalinas, sendo menos visível nos fluxos geostróficos. Fiúza *et al.* (1998) confirmam a existência de um fluxo para Norte, entre 10° e 10.5° W desde a superfície até 300 m de profundidade, durante o mês de maio.

Inicialmente, a geração deste fluxo era atribuída ao regime do vento, que no inverno apresenta uma componente predominante de Sul. Contudo, Peliz *et al.* (2003) acreditavam que este fator não era suficiente para a manutenção de uma corrente deste tipo, na vertente. Os resultados de um modelo numérico de alta resolução aplicado ao oceano costeiro de Portugal permitiram a estes autores identificar a geração de uma corrente em direção ao polo, durante todo o ano, intensificando no inverno. Concluíram que este fluxo é gerado por um gradiente de densidade meridional na camada superficial equilibrado por um fluxo para Este que se ajusta à margem costeira (com orientação meridional). Chamaram a esta corrente *Iberian Poleward Current – IPC* (em termos anglo-saxónicos), também denominada por Corrente Ibérica para o Polo, de modo a manter a coerência com a nomenclatura usada para correntes semelhantes em outras vertentes continentais: Corrente de Leeuwin na costa ocidental australiana (Meuleners *et al.*, 2007), Corrente de Davidson ao longo da costa Oeste dos EUA (Hickey, 1979), Corrente de Haida, na costa Oeste do Canadá (Thomson e Emery, 1986) e a corrente para o polo na costa ocidental do Norte europeu (Huthnance, 1984).

Num estudo posterior, Peliz *et al.* (2005) analisaram dados hidrológicos obtidos no âmbito de vários projetos que tiveram lugar ao longo da costa portuguesa durante o período de 1996 a 1998. Estes identificam uma corrente com escoamento para o polo, sobre a vertente continental ibérica. A corrente identificada apresenta larguras da ordem de 40 a 60 km na região Sul e 20 a 40 km na região Norte. A assinatura na temperatura da superfície do mar é distinguida por um aumento de 1.0 a 1.5°C enquanto que a salinidade apresenta um aumento de 0.1 a 0.3. Peliz *et al.* (2005) identificaram velocidades ao longo da batimétrica de 200 m variando entre 10 e 35 cm/s. Esta corrente estende-se da superfície até 200 - 300 m de profundidade. Peliz *et al.* (2005) detetaram o sinal da IPC fora dos meses de outono e inverno. Estes autores afirmam que corrente persiste durante os meses de verão, mais ao largo, a ~ 70 km do limite da vertente. Assim, a IPC parece coexistir com os ventos que induzem *upwelling* no verão. Este facto levou os autores à conclusão de que a IPC, embora mais intensa no inverno, por ação do regime de ventos, é mantida por outros processos para além deste.

É de salientar que outros autores observaram e caracterizaram a IPC, por exemplo, Ríos *et al.* (1992), Oliveira *et al.* (2004), Relvas *et al.* (2007), Gómez-Gesteira *et al.* (2011), Prieto *et al.* (2013).

Utilizando simulações do *Regional Ocean Modeling System* (ROMS), um modelo numérico de alta resolução, Teles-Machado *et al.* (2015) estudaram a variabilidade sazonal das correntes costeiras do bordo Oeste da Península Ibérica. A Fig. 1.4. representa o resumo da estrutura vertical da circulação na região do oceano costeiro de Portugal. Os autores referem a existência da IPC, presente durante todo o ano, mais intensa durante o inverno formando-se durante o outono perto da batimétrica de 200 m, podendo posteriormente atingir profundidades de cerca de 350 m. Outra corrente que transporta água mais quente e salgada para Norte é a *Iberian Poleward Slope Undercurrent* (IPSU), constituída pela mistura da AM com água presente nas camadas intermédias do Atlântico Norte. Esta influencia a camada de água entre 600 e 1200 m de profundidade, estando presente durante todo o ano, com uma diminuição de intensidade durante o inverno, tal como referido por Prieto *et al.* (2013). Ainda localizada sobre a vertente, verifica-se a existência de uma terceira corrente, esta para Sul, a *Upper Slope Countercurrent* (USCC), de dezembro a abril, centrada a ~ 400 m de profundidade. Por último observa-se o *Upwelling Jet* (UJ), associado ao afloramento costeiro durante os meses de verão, apresentando um movimento para Sul.

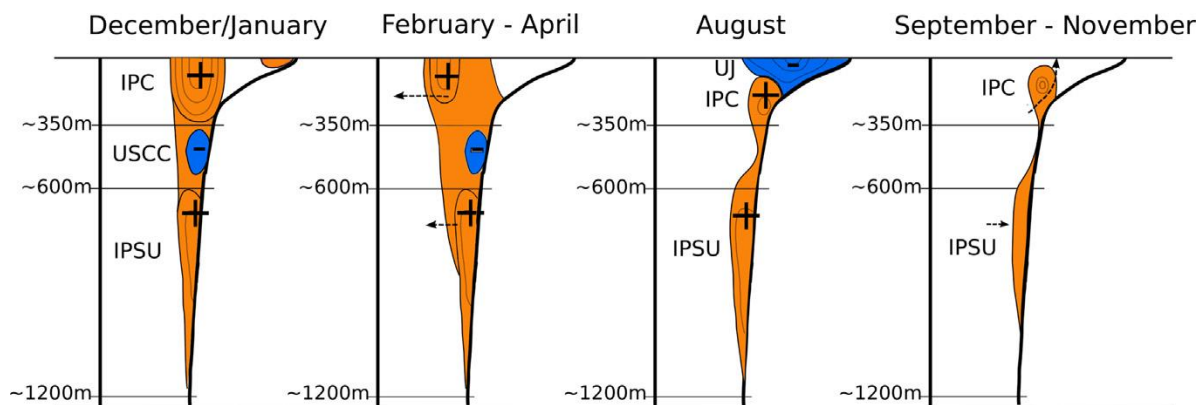


Figura 1.4. Esquema representativo do ciclo sazonal das correntes ao longo da costa portuguesa. As velocidades positivas (a laranja) correspondem a escoamento para Norte enquanto que os valores negativos (a azul) correspondem a escoamento para Sul. Distinguem-se a Corrente Ibérica para o Polo (*Iberian Poleward Current* - IPC), a *Upper Slope Countercurrent* - USCC, a *Iberian Poleward Slope Undercurrent* - IPSU e o *Upwelling Jet* - UJ (de Teles-Machado *et al.*, 2015).

## 1.2. Enquadramento da campanha

Os dados utilizados no presente trabalho foram obtidos no âmbito do projeto de I&D “Interação entre o Afloramento Costeiro e a Corrente de Portugal – CORPAC”, contrato nº 804.86.145 financiado pela ex-Junta Nacional de Investigação Científica e Tecnológica, atual Fundação para a Ciência e a Tecnologia – FCT.

No projeto CORPAC participaram elementos do então Grupo de Oceanografia do Departamento de Física da Universidade de Lisboa -GODFUL (atual MARE – Centro de Ciências do Mar e do Ambiente). Contou com a colaboração do *Taxonomische Arbeitsgruppe, Biologischen Anstalt Helgoland* (Grupo de Trabalho Taxonómico do Instituto de Biologia de Helgoland) na Alemanha.

O projeto CORPAC decorreu de 1986 a 1989 e para atingir os seus objetivos previa a realização de campanhas oceanográficas sazonais. Estas tinham como finalidade caracterizar hidrológica e biologicamente os efeitos do *upwelling* costeiro e respetiva variabilidade intra-anual.

No âmbito do referido projeto, realizaram-se três campanhas oceanográficas na região do Cabo Mondego: CORPAC/87 (no outono de 1987), CORPAC/89 (no verão de 1989) e CORPAC/92 (no inverno de 1992). Esta última campanha foi realizada após o término do projeto.

No presente trabalho vai proceder-se ao processamento e análise das estações obtidas durante a terceira campanha, CORPAC/92, realizada de 22 a 29 de janeiro de 1992.

Os dados hidrológicos obtidos durante as duas primeiras campanhas foram analisados por Silveira (1992), que chegou às seguintes conclusões.

A primeira campanha realizada no âmbito do projeto CORPAC decorreu durante o outono de 1987, de 27 de outubro a 5 de novembro (CORPAC/87). Contou com a realização de 81 estações CTD (condutividade, temperatura e profundidade) distribuídas por 5 secções zonais, igualmente espaçadas entre os paralelos de 40° 20' e 41° 20' N, compreendendo a área desde a costa até à longitude 11° W. A profundidade máxima atingida durante esta campanha foi cerca de 750 m. A análise das estações desta campanha permitiu a Silveira (1992) identificar a existência de uma corrente, com cerca de 200 m de profundidade e algumas dezenas de quilómetros de largura, localizada sobre a vertente. Esta corrente foi caracterizada por transportar água mais quente e salgada para Norte, apresentando velocidades de 10-20 cm/s. O autor concluiu que a estrutura observada se encontrava em fase de desenvolvimento.

Durante a segunda campanha (CORPAC/89), que decorreu de 8 a 16 de agosto de 1989, realizaram-se 79 estações CTD distribuídas por 6 secções zonais, igualmente espaçadas entre 40° 05' e 41° 20' N. A zona estudada foi delimitada pela costa e o meridiano de 11° W. Mais uma vez, a profundidade máxima atingida foi de aproximadamente 750 m. Silveira (1992) observou velocidades geostróficas superiores a 20 cm/s correspondendo a advecção de água menos salgada, para sul, tendo sugerido que podia resultar de afloramento na região da Galiza (sofrendo um aumento de temperatura por interação com a atmosfera e ação da radiação solar) ou do escoamento das rias Galegas. Tal como esperado, identificaram-se valores mais baixos de temperatura e salinidade (com densidade mais elevada) nos primeiros 100 m da coluna de água, coincidente com as características de água aflorada. Este afloramento de águas subsuperficiais ocorre normalmente durante o verão, sobre a plataforma continental. A existência de vórtices de mesoescala, frequentemente visíveis em imagens de satélite, promovem o transporte de água aflorada junto a costa, para o largo, ocorrendo assim mistura destas águas. Observou-se uma corrente para Norte sobre a vertente, abaixo de 50 dbar.

Com base numa comparação dos resultados obtidos nas duas campanhas, verificou-se que as principais diferenças se situam na camada superficial e níveis superiores da Água Central. Observaram-se temperaturas mais elevadas no verão, resultantes do aumento da radiação solar e da temperatura nesta época do ano. No outono, as temperaturas dos níveis superiores da coluna de água são menores, distinguindo-se uma maior gama de salinidades junto à costa, como consequência da água proveniente da descarga dos principais rios. Através da análise da distribuição das proporções de Água Mediterrânica e da sua mistura com a ACOAN, constatou-se que as distribuições verticais e meridionais das proporções da AM não variam significativamente sobre a vertente, de outono para verão.

### **1.3. Objetivos e organização**

O objetivo deste trabalho consiste na caracterização da hidrologia e dinâmica do oceano costeiro de Portugal na região do Cabo Mondego, durante a estação de inverno. Este estudo vem completar o conhecimento relativo aos processos oceanográficos que tiveram lugar no oceano costeiro de Portugal durante a década de 1990. De modo a integrar o conhecimento relativo a este período, foram processadas as estações CTD realizadas durante a campanha CORPAC/92, em janeiro de 1992.

A motivação deste estudo prendeu-se, em primeiro lugar, com o seu carácter prático através do processamento de dados hidrológicos obtidos durante uma campanha oceanográfica e teórico, interpretação e comparação dos resultados com as restantes campanhas realizadas no âmbito do mesmo projeto. Em segundo lugar, à necessidade de uma monitorização contínua dos parâmetros e fenómenos

oceanográficos, de modo a compreender a variabilidade destes processos, tal como as suas causas e consequências.

Depois da caracterização do oceano costeiro de Portugal, tal como a descrição do estado da arte do conhecimento oceanográfico e enquadramento da campanha CORPAC/92, no tempo e espaço como parte do projeto CORPAC, segue-se o segundo capítulo em que se descrevem os dados e metodologias aplicadas neste trabalho. O terceiro capítulo diz respeito aos resultados obtidos e sua discussão. Irão ser focadas as características termohalinas da água central de modo a entender os desvios que esta tem apresentado relativamente à ACOAN. Tentar-se-á entender se estas características se encontram desviadas durante o ano em estudo e qual o parâmetro responsável por este desvio. Por último, no quarto capítulo, apresentam-se as conclusões relativas ao presente estudo.



# Capítulo 2

## Dados e metodologias

### 2.1. Dados hidrológicos

A recolha dos dados hidrológicos foi realizada a bordo do navio alemão R.V. Friedrich Heincke no âmbito do projeto de I&D “Interação entre o Afloramento Costeiro e a Corrente de Portugal – CORPAC”, que decorreu de 1986 a 1989, com uma campanha adicional em 1992, na região do Cabo Mondego. Neste projeto participaram elementos do Grupo de Oceanografia do Departamento de Física da Universidade de Lisboa - GODFUL (atual MARE/FCUL). Contou com a colaboração do *Taxonomische Arbeitsgruppe, Biologischen Anstalt Helgoland* - TABAH (Grupo de Trabalho Taxonómico do Instituto de Biologia de Helgoland) da Alemanha. O projeto teve como objetivo o estudo da interação entre o afloramento costeiro e a corrente de Portugal, com particular ênfase na caracterização hidrológica da costa ocidental portuguesa, avaliando a variabilidade intra-anual do afloramento costeiro.

Os dados hidrológicos aqui analisados foram recolhidos na última de três campanhas realizadas no decorrer do projeto CORPAC, correspondendo a dados de temperatura (T), salinidade (S) e pressão (p). O cruzeiro oceanográfico, doravante denominado CORPAC/92 teve lugar de 22 a 29 de janeiro de 1992 na região do Cabo Mondego. Apesar destes dados terem sido recolhidos em janeiro de 1992, o seu processamento ainda não tinha sido feito.

A informação relativa às observações efetuadas durante o cruzeiro foi cedida pelo arquivo de dados oceanográficos existente no MARE/FCUL. Os dados contêm informação relativa à data e localização das estações oceanográficas, bem como os valores de temperatura, salinidade e pressão obtidos em 79 estações CTD (condutividade, temperatura e profundidade). A aquisição destes dados foi efetuada através de duas sondas multiparamétricas CTD modelo ME-OTS-1500, fabricadas pela *Meerestechnik Elektronik* da Alemanha, uma pertencente GODFUL e outra ao TABAH. As sondas estavam equipadas com um sensor de pressão de 0 a 1500 dbar e precisão de 0.25%, um sensor de temperatura tipo Pt 200 com precisão de 0.01°C e com uma constante de tempo de um segundo, e uma célula de condutividade com precisão de 0.001 mS/cm.

As 79 estações CTD distribuíram-se por 6 secções zonais compreendidas entre os paralelos 40° 05' N e 41° 20' N (ver Fig. 2.1), estando distanciadas de 15 milhas náuticas (~ 28 km). O espaçamento entre as estações de cada secção não é constante, contudo, nota-se que as estações mais próximas da costa, até à batimétrica de 3000 m, apresentam um espaçamento menor (cerca de 5 m.n., ~ 9 km) comparativamente às estações mais afastadas da costa, onde o espaçamento é de aproximadamente 15 m.n. As estações localizaram-se entre a costa e a longitude aproximada de 11° W. A numeração das estações inicia-se em 40, pois as primeiras 39 estações CTD foram realizadas ao longo da Península Ibérica e Norte de Africa, fora do foco do presente estudo.

Efetuu-se um pré-processamento dos dados de T, S e p de modo a identificar e eliminar eventuais *spikes*.

Procedeu-se de seguida ao cálculo da temperatura potencial ( $\theta$ ) a partir da *Toolbox Seawater* disponível para o *Matlab*. O uso deste parâmetro é necessário devido à compressibilidade da água do mar. Considerando que a água é um fluido compressível, as medições de temperatura *in situ* apresentam valores mais elevados comparativamente aos reais, por efeito do aumento da pressão. A temperatura potencial corrige este aumento, sendo correspondente à temperatura que uma determinada porção de água teria se fosse trazida adiabaticamente à superfície. Assim torna-se possível a comparação de massas de água a profundidades diferentes. O parâmetro  $\sigma_\theta$  foi calculado utilizando uma outra função da *toolbox* referida, a partir da temperatura potencial, considerando pressão atmosférica e salinidade, e é definido por:

$$\sigma_\theta = (\theta, S, 0) - 1000 \text{ kg m}^{-3} \quad (2.1)$$

Tendo em conta a necessidade de ter valores de temperatura e de salinidade a níveis de profundidade constantes na coluna de água, procedeu-se a uma interpolação dos parâmetros, para intervalos de 10 m.

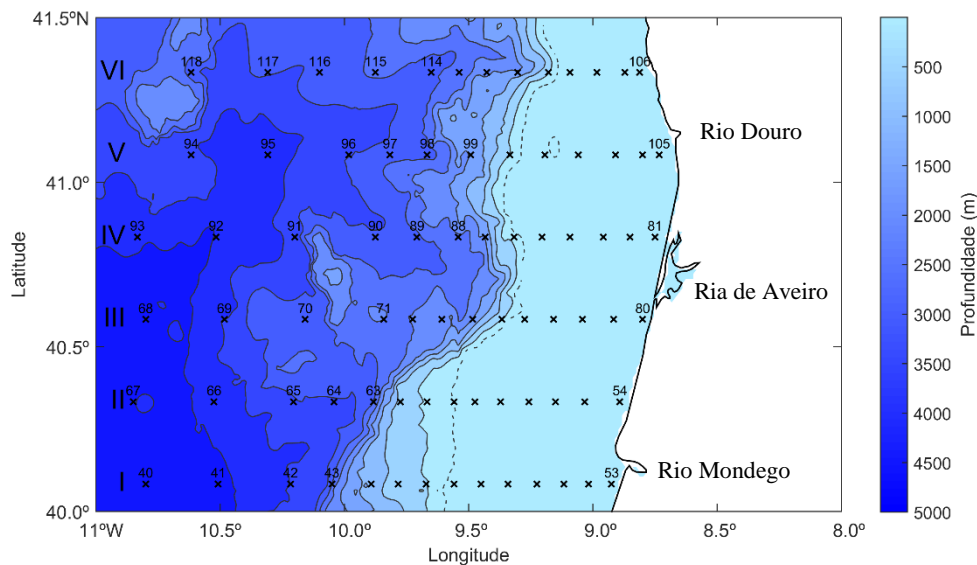


Figura 2.1. Localização das 79 estações CTD realizadas durante a campanha CORPAC/92. As batimétricas estão traçadas com um espaçamento de 500 m (linhas a cheio) e está também representado o bordo da plataforma continental (batimétrica de 200 m, linha a tracejado).

Para cada uma das 79 estações CTD construíram-se os perfis de  $\theta$ , S e  $\sigma_\theta$  bem como os diagramas  $\theta/S$ .

A profundidade da camada de mistura foi determinada analisando cada um dos perfis de temperatura potencial. Em média, a variação de temperatura entre a superfície e a base da camada de mistura foi de  $\sim 0.1^\circ\text{C}$ .

Para se ter uma visão do conjunto e estudar a variabilidade daqueles parâmetros na coluna de água, construíram-se distribuições verticais de  $\theta$ , S e  $\sigma_\theta$  ao longo das secções zonais I a VI representadas na Fig. 2.1.

Com o objetivo de complementar a análise, também se construíram distribuições dos vários parâmetros a várias superfícies de nível (profundidades).

De modo a analisar a dinâmica associada às heterogeneidades do campo de massa, procedeu-se ao cálculo da velocidade geostrófica ( $V_g$ ), utilizando a fórmula de Helland-Hansen, representada na expressão (2.2). Esta consiste na velocidade geostrófica calculada entre pares de estações (A e B) e dois

níveis de pressão  $p_1$  e  $p_2$ . O objetivo deste cálculo é a verificação da existência de correntes geostróficas ao longo da vertente resultando do balanço entre a força do gradiente de pressão e a força de Coriolis.

$$V_1 - V_2 = \frac{1}{fL} \int_{p_1}^{p_2} \alpha(S, \theta, p)_B - \alpha(S, \theta, p)_A dp \quad (2.2)$$

Onde:

**f**: parâmetro de Coriolis,  $f=2\Omega\text{sen}\varphi$ , sendo  $\Omega$  a velocidade de rotação da Terra e  $\varphi$  a latitude média das estações A e B;

**L**: distância entre as estações oceanográficas A e B;

**$\alpha$** : Volume específico,  $1/\rho$ , com unidades em  $\text{m}^3\text{kg}^{-1}$

Na realidade, esta velocidade consiste na diferença entre duas velocidades, justificando a necessidade da escolha de um nível de referência. Este nível deverá corresponder a uma velocidade nula ou então muito próxima de zero. A escolha deste nível apresenta-se como um desafio, existindo na literatura, várias abordagens ao problema. Os níveis 300/350 dbar (1 dbar  $\approx$  1 m) têm sido os mais utilizados no cálculo da  $V_g$ , como por exemplo os trabalhos de Frouin *et al.* (1990), Fiúza *et al.* (1998); contudo vários outros níveis têm sido empregues no estudo do oceano costeiro de Portugal. Peliz *et al.* (2002) afirmam a existência de uma camada mais homogénea a 480 dbar, sendo esta profundidade usada no referido trabalho. Peliz *et al.* (2005) utilizaram o nível de referência de 800 dbar de modo a não interferir com as camadas mais superficiais. Pérez *et al.* (2000) consideraram um nível de referência de 2500 dbar, afirmando que as menores velocidades estão associadas a níveis mais profundos.

De modo a avaliar qual o nível a utilizar neste trabalho, procedeu-se ao cálculo da velocidade geostrófica com base em três níveis de referência: 350, 550 e 1400 dbar pretendendo-se analisar qual o mais indicado. Estes níveis foram escolhidos com base em estudos efetuados no oceano costeiro de Portugal, como por exemplo, o estudo efetuado por Oliveira *et al.* (2004).

Profundidades elevadas traduzem melhores níveis de referência. Contudo, quando se pretende averiguar a assinatura de uma corrente sobre a vertente, estes níveis implicam a extrapolação das velocidades sobre a vertente continental (onde a profundidade da coluna de água é menor que a profundidade do nível de referência) (Oliveira *et al.*, 2004). Por esta razão, o nível de 1400 dbar foi descartado.

O nível de 550 dbar também foi descartado devido à não homogeneidade verificada a este nível.

Optou-se pela profundidade de 350 dbar como nível de referência para o cálculo das velocidades geostróficas na região em estudo, pois minimiza a necessidade de extrapolar grandes regiões sobre a vertente, onde as estações são pouco profundas. A escolha é justificada pela presença, à referida profundidade, da Água Modal Subplolar, AMS (Pollard e Pu, 1985) onde as pequenas variações de densidade ( $1027.0 - 1027.3 \text{ kg/m}^3$ ) levam a uma circulação pouco intensa.

Infelizmente existem escassas medições diretas de correntes na região em questão (ver, por exemplo, Peliz *et al.*, 2005) que possam ser usadas para validar as velocidades calculadas através do método geostrófico.

Para as estações menos profundas, onde o nível de referência não foi atingido, utilizou-se o método de extrapolação de Reid e Mantyla (1976). Este método consiste na extrapolação horizontal dos gradientes da anomalia do geopotencial (expressão abrangida pelo integral na expressão (2.2)) calculado a partir dos pares de estações em águas mais profundas para as estações a menores profundidades que o nível de referência. Este método equivale a estender as inclinações das isopícnicas do largo em direção à costa.

## 2.2. Dados de deteção remota

Para uma visão sinóptica do oceano costeiro de Portugal durante o período em que decorreu a campanha CORPAC/92, utilizaram-se imagens de temperatura da superfície do mar (TSM) obtidas a partir dos dados recolhidos no domínio de infravermelho térmico pelo sensor AVHRR (*Advanced Very High Resolution Radiometer*) instalado a bordo dos satélites da série NOAA.

Estes dados são de livre acesso e disponibilizados pelo JPL-PODAAC ([ftp://podaac-ftp.jpl.nasa.gov/allData/avhrr/L3/pathfinder\\_v5/](ftp://podaac-ftp.jpl.nasa.gov/allData/avhrr/L3/pathfinder_v5/), *Jet Propulsion Laboratory - Physical Oceanography Distributed Active Archive Center*), com uma resolução espacial de 4 km x 4 km.

Analisaram-se todas as imagens diárias durante o mês da campanha, mas encontravam-se com frequência cobertas de nuvens. Como não foi possível obter uma imagem que pudesse ser utilizada, recorreu-se à imagem média obtida para o mês de janeiro de 1992, que está representada na Fig. 2.2.

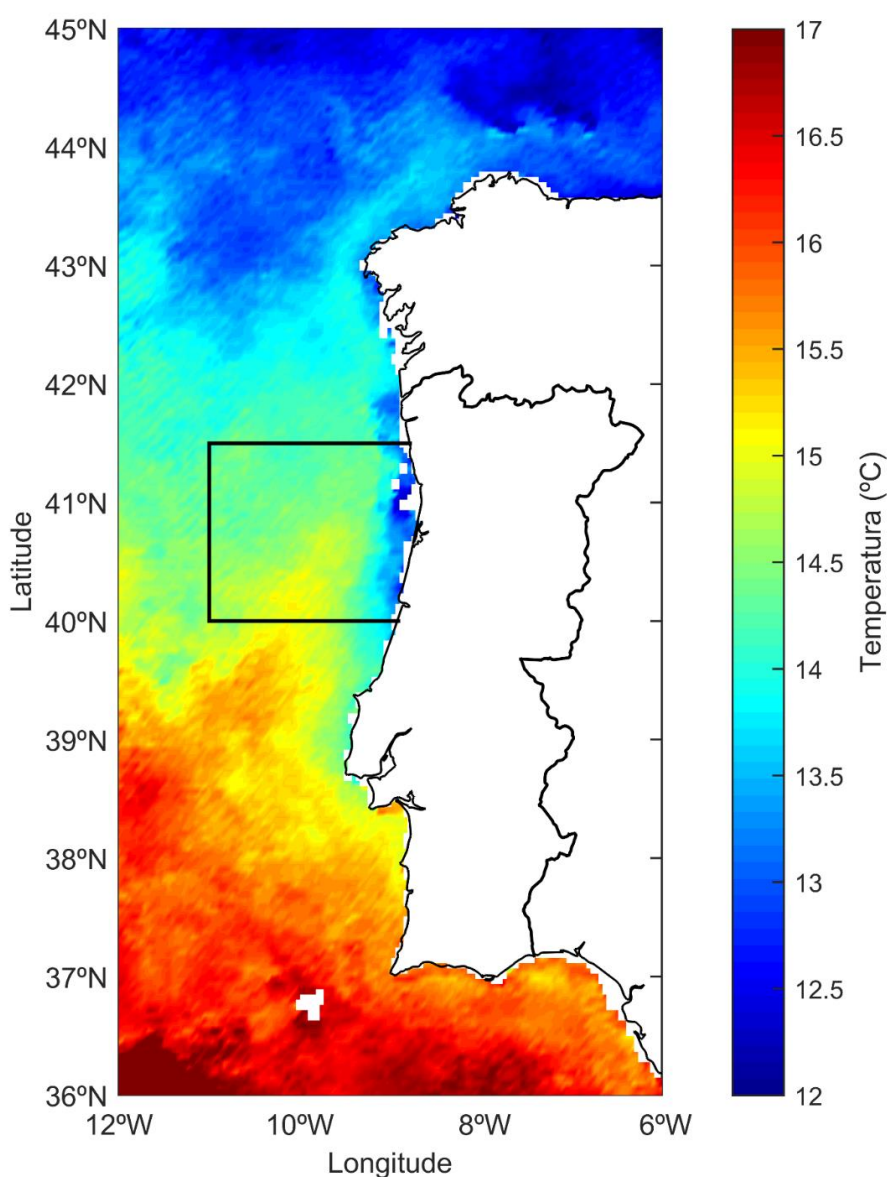


Figura 2.2. Temperatura da superfície do mar (TSM), média obtida durante o mês de janeiro de 1992. A região delimitada a preto representa a área de estudo da campanha CORPAC/92. Dados retirados de [ftp://podaac-ftp.jpl.nasa.gov/allData/avhrr/L3/pathfinder\\_v5/](ftp://podaac-ftp.jpl.nasa.gov/allData/avhrr/L3/pathfinder_v5/).

### 2.3. Campo do vento

Para se ter uma ideia do campo do vento na região do Cabo Mondego, durante o período da campanha recorreu-se a dados de reanálise ERA-Interim. Esta base de dados é produzida pelo *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF) por reanálise de campos atmosféricos globais (Dee *et al.*, 2011). O conjunto dos dados abrange o período de 1 de janeiro de 1979 até à atualidade (<https://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets/reanalysis-datasets/era-interim>).

A informação utilizada consiste na intensidade e direção do vento, de três em três horas, para o mês de janeiro do ano em estudo, para o ponto de coordenadas 40.50° N e 9.75° W, sendo representada em formato *stickplot* de modo a facilitar a sua interpretação (Fig. 2.3).

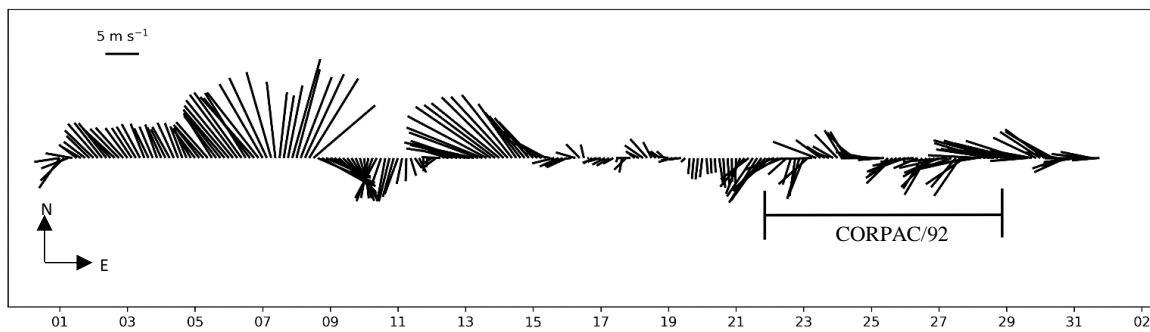


Figura 2.3. Campo do vento durante o mês de janeiro de 1992. O período da campanha CORPAC/92 encontra-se assinalado. Dados retirados de <https://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets/reanalysis-datasets/era-interim>.

# Capítulo 3

## Resultados e discussão

No âmbito do projeto de I&D “Interação entre o Afloramento Costeiro e a Corrente de Portugal – CORPAC”, realizaram-se três campanhas oceanográficas na região do Cabo Mondego: CORPAC/87 no outono de 1987, CORPAC/89 no verão de 1989 e CORPAC/92 no inverno de 1992. A sua finalidade residiu no estudo da variabilidade intra-anual do afloramento costeiro.

Os dados hidrológicos obtidos durante as campanhas CORPAC/87 e CORPAC/89 foram processados e analisados por Silveira (1992) e as conclusões principais foram apresentadas anteriormente (ver Cap. 1.2).

Neste estudo procedeu-se ao processamento e análise dos dados hidrológicos recolhidos na região do Cabo Mondego, durante a campanha CORPAC/92. A campanha decorreu durante o período de 22 a 29 de janeiro de 1992, durante o inverno oceanográfico. A região compreendida pela campanha localiza-se entre os paralelos 40° 05' N e 41° 20' N, entre a costa e o meridiano de 11° W. Realizaram-se 79 estações CTD distribuídas por 6 secções zonais (representadas na Fig. 2.1).

### 3.1. Hidrologia do oceano costeiro. Massas de água

#### 3.1.1. Perfis de temperatura potencial, salinidade e $\sigma_\theta$

A análise dos parâmetros recolhidos durante o cruzeiro oceanográfico foi iniciada pelo estudo dos perfis verticais de temperatura potencial ( $\theta$ ), salinidade (S) e  $\sigma_\theta$  (densidade) que estão representados na Fig. 3.1.

À superfície, a temperatura potencial (daqui em diante denominada temperatura, apenas por questões de simplicidade) apresenta valores compreendidos entre 12.0 e 15.5°C. Os valores mais baixos de temperatura são devidos ao escoamento da água dos rios pois estes, tendo menores profundidades, respondem mais rapidamente à descida da temperatura do ar verificada durante o inverno.

Na camada superficial, as temperaturas são aproximadamente constantes, bem como as salinidades, até profundidades de cerca de 150 - 200 m. Esta representa a chamada camada de mistura, característica dos meses de inverno. O comportamento da salinidade ao longo da coluna de água apresenta o mesmo padrão que o da temperatura. É visível o sinal do escoamento dos rios, com salinidades mais baixas, variando entre 35.00 e 36.00. Analogamente à temperatura, a salinidade apresenta valores constantes ( $S \sim 36.00$ ) na camada superficial, até cerca de 200 m de profundidade. A diminuição da temperatura associada à termoclina permanente verifica-se às profundidades compreendidas entre 200 e 600 m. Abaixo da termoclina observa-se um ligeiro aumento de temperatura, devido à presença da Água Mediterrânica (AM). Esta parece influenciar a temperatura da coluna de água até a uma profundidade aproximada de 1400 m. Também abaixo da camada de mistura, observa-se uma diminuição da salinidade

correspondente à pycnoclina, influenciando a coluna de água até 600 m de profundidade. No caso da salinidade, a AM é facilmente diferenciável pelo seu aumento de salinidade, atingindo valores acima de 36.00. Para profundidades superiores a 1400 m, a temperatura e a salinidade diminuem até atingir valores da ordem de 4.0°C e 35.50, respectivamente, a cerca de 2000 m de profundidade.

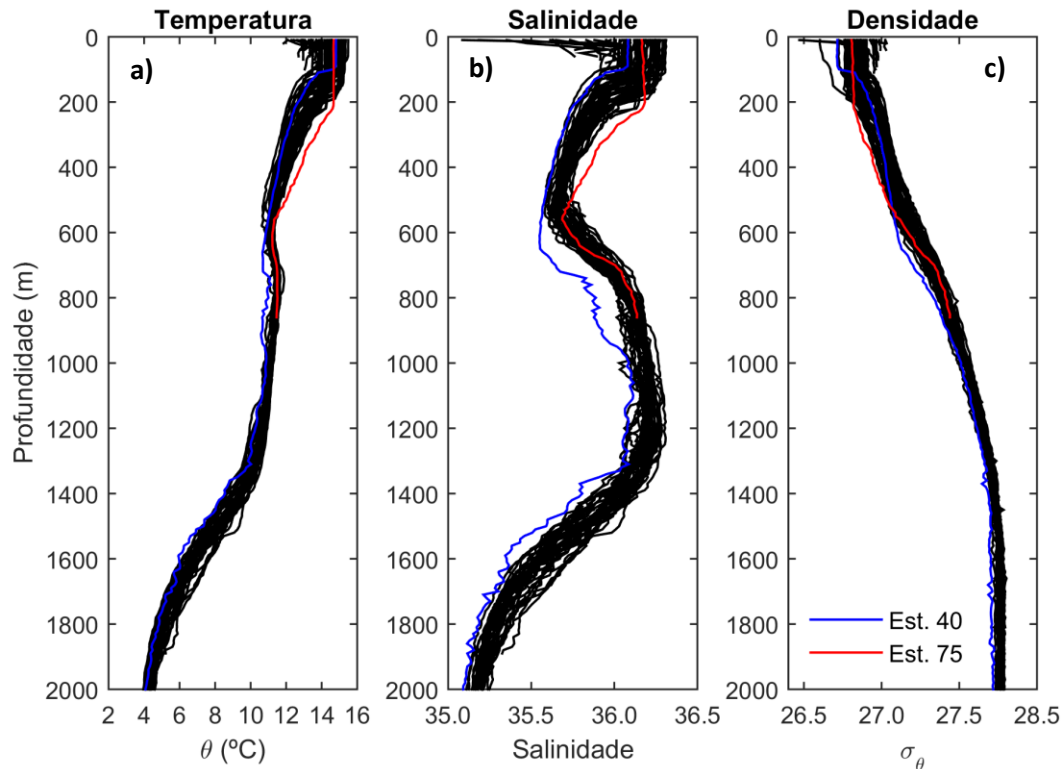


Figura 3.1. Perfis de a) temperatura potencial  $\theta$ , b) salinidade  $S$  e c)  $\sigma_\theta$  ( $\text{kg m}^{-3}$ ) das 79 estações CTD realizadas durante a campanha CORPAC/92. A azul e a vermelho estão representados os perfis correspondentes às estações 40 e 75, respetivamente.

A variação de  $\sigma_\theta$  (densidade) ao longo da coluna de água segue os dois parâmetros descritos no parágrafo anterior. A descarga dos rios denota-se por valores inferiores a  $27.0 \text{ kg m}^{-3}$ . Para além deste efeito, verifica-se a presença de uma camada mais homogénea nos primeiros 200 m, tal como o observado nos perfis anteriores. Esta é a camada de mistura. Abaixo desta camada, a densidade começa progressivamente a aumentar, correspondendo à pycnoclina. Subjacente à pycnoclina, o efeito da AM é observado, mais uma vez, até profundidades de cerca de 1300 m. Este parâmetro atinge valores de  $27.7 \text{ kg m}^{-3}$  a 2000 m de profundidade.

Do conjunto de perfis rerepresentado na Fig. 3.1, existem dois que sobressaem. Estes perfis correspondem às estações 40 e 75.

Relativamente à estação 40 (representada a azul), observa-se um perfil de salinidade com menores valores e uma camada de água central mais profunda. As baixas salinidades são acompanhadas de valores de temperatura inferiores relativamente às restantes estações, traduzindo-se num perfil mais desviado para menores valores deste parâmetro. Em conjunto, estes dois parâmetros dão origem a um perfil de densidade com valores inferiores relativamente aos restantes perfis, ver a Fig. 3.1c.

A estação 75 (representada a vermelho na Fig. 3.1) destaca-se por apresentar valores superiores de temperatura e salinidade às profundidades da termoclina permanente, não dando origem a uma variação visível no perfil de  $\sigma_\theta$ .

Os perfis das estações 40 e 75 podem indicar a presença de vórtices de mesoescala.

### 3.1.2. Diagrama de dispersão $\theta/S$

O diagrama  $\theta/S$  de dispersão das 79 estações CTD está representado na Fig. 3.2. Estão também representadas as massas de água que influenciam o oceano costeiro de Portugal e a curva representativa da Água Central Oriental do Atlântico Norte (ACOAN), definida por Fiúza (1984). Este tipo de diagrama permite identificar as principais massas de água presentes na região de estudo: águas superficiais, também denominadas de águas centrais, águas intermédias e águas profundas.

A Fig. 3.2 mostra que há dispersão de pontos com menores salinidades presentes na camada superficial. Estes valores estão associados ao escoamento de água proveniente dos principais rios da região.

Na água central, os pontos seguem a mesma inclinação que a curva representativa da Água Central Oriental do Atlântico Norte, definida por Fiúza (1984) com temperaturas e salinidades a diminuir com a profundidade. Verifica-se, no entanto, um desvio relativamente à ACOAN, no sentido de menores temperaturas e/ou maiores salinidades.

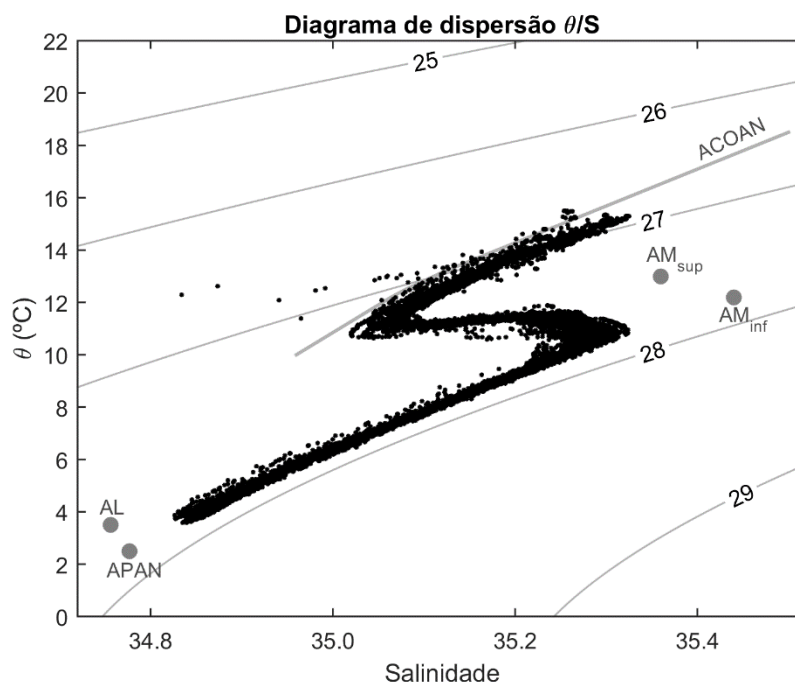


Figura 3.2. Diagrama  $\theta/S$  de dispersão das 79 estações CTD realizadas durante a campanha CORPAC/92. A curva a cinzento representa a Água Central Oriental do Atlântico Norte (ACOAN), definida por Fiúza (1984). Estão identificados o núcleo superior da Água Mediterrânica - AM<sub>sup</sub> e núcleo inferior da Água Mediterrânica - AM<sub>inf</sub>, a Água do Mar do Labrador - AL e a Água Profunda do Atlântico Norte - APAN.

Este desvio das propriedades hidrológicas relativamente à ACOAN é um assunto que tem vindo a ser tema de investigação. Hurduc (2017) apresentou um resumo da literatura relativa aos fatores que poderão contribuir para alterações nas características termohalinas da água central no oceano costeiro de Portugal. Procedeu-se a uma breve descrição dos mesmos.

Pollard e Pu (1985) referem que a salinidade na camada de 0-800 m do setor nordeste do Atlântico varia de acordo com as condições meteorológicas predominantes no momento de formação da água central.

A análise de estações CTD realizadas no bordo leste do Atlântico Norte durante o mês de maio de 1993 (campanha MORENA) permitiu a Fiúza *et al.* (1989) identificar um aumento da salinidade de 0.06 relativamente à ACOAN. Estes autores referem que este aumento de salinidade é análogo a um arrefecimento de 0.4°C.



Analisando os resultados de dados recolhidos durante várias campanhas oceanográficas durante o período de 1971 a 1994 no setor nordeste do Atlântico, Pérez *et al.* (1995) identificam uma diminuição da salinidade de cerca de 0.2 ao nível da isopícnica  $\sigma_\theta=27.1 \text{ kg m}^{-3}$  durante o período de 1980-1990, seguida de um aumento abrupto de salinidade, 0.12, durante o ano de 1991.

Pérez *et al.* (2000) defendem a importância da camada superficial devido à acumulação de calor e sal na camada de mistura. Esta acumulação ocorre em consequência de variações climáticas após as quais a camada superficial pode transmitir as suas características termohalinas para a camada de água central. Estes autores referem que a principal fonte de variabilidade na salinidade das camadas superiores do Atlântico Norte é a precipitação.

Usando médias de 5 anos no período de 1955 a 1998 de dados oceanográficos presentes na *World Ocean Database 2001*, Boyer *et al.* (2005) identificaram um aumento de salinidade na coluna de água (0-3000 m) para as latitudes tropicais e subtropicais do Atlântico Norte. Concluem que este aumento de salinidade se deve ao aumento de temperatura das camadas superficiais e consequente aumento da taxa de evaporação.

Com base nos mesmos dados usados por Boyer *et al.* (2005), Levitus *et al.* (2005) observaram um aumento da temperatura da coluna de água 0-3000 m resultante do aquecimento provocado pelos gases de efeito de estufa.

Utilizando produtos de deteção remota, deCastro *et al.* (2009) identificam padrões alternantes de aquecimento e arrefecimento, no Golfo da Biscaia, de 1954 a 2006. Estes autores referem que os padrões referidos não se limitam apenas ao Golfo da Biscaia, mas afetam todo o setor nordeste do Atlântico. Os autores concluem que este aquecimento é provocado pela ocorrência de verões mais quentes e invernos mais amenos. Estes admitem que as alterações das características termohalinas ocorrem em primeiro lugar no setor nordeste do Atlântico, influenciando posteriormente o Golfo da Biscaia.

Com o objetivo de identificar os anos com desvios relativamente à ACOAN, Lourenço (2010) analisou dados hidrológicos históricos existentes no MARE/FCUL (Centro de Ciências do Mar e do Ambiente, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa), bem como dados provenientes de flutuadores Argo. Os dados hidrológicos compreendem um período de 1978 a 1999 e resultaram de campanhas oceanográficas nas quais participaram elementos do Grupo de Oceanografia do Departamento de Física da Universidade de Lisboa – GODFUL (atual MARE/FCUL). Os dados obtidos com flutuadores Argo abrangem o período de 2003 a 15 de agosto de 2010. Lourenço (2010) identificou a existência de anos com e sem desvios relativamente à ACOAN. Os desvios encontrados através dos dados hidrológicos históricos correspondem a maiores salinidades e/ou menores temperaturas, associados aos anos de 1993 (Fiúza *et al.*, 1998) e 1994. Para este último ano, o desvio observado mostrou uma certa tendência para diminuir, com algumas medições a coincidir com as características termohalinas da ACOAN. Através dos dados obtidos com os flutuadores, Lourenço (2010) identificou desvios à ACOAN que ocorreram também durante os anos de 2006, 2009 e 2010.

Gómez-Gesteira *et al.* (2013) referem que o balanço de P-E (Precipitação – Evaporação) é consistente com o aumento de temperatura e salinidade no Atlântico Norte. Estes autores basearam-se em dados provenientes da base de dados *Simple Ocean Data Assimilation* (SODA) para os anos de 1975 a 2010.

Somavilla *et al.* (2016) frisam a importância da transferência de calor da camada de mistura para a água central, funcionando o oceano como o reservatório de calor proveniente da atmosfera. Estes autores propõem que o armazenamento de calor pelo oceano altera as características das águas modais, tendo implicações nas características termohalinas das águas e nos padrões de circulação oceânica.

Analisando as anomalias médias anuais de temperatura e salinidade da superfície até à profundidade de 700 m calculadas para os anos de 2011 a 2015, publicadas pela NOAA, Hurduc (2017) verificou que os dois parâmetros referidos apresentaram um aumento no oceano costeiro Ibérico.

Assim, o desvio relativo à ACOAN encontrado para o mês de janeiro de 1992 durante a campanha CORPAC/92 é consistente com os padrões encontrados por outros autores, para a mesma região. Com

base na literatura analisada, pode inferir-se que o desvio à ACOAN parece ser originado por um aumento de salinidade, já que vários autores identificaram um aumento deste último parâmetro durante o período em estudo (por exemplo, Boyer *et al.*, 2005).

Abaixo da ACOAN, a profundidades consideradas intermédias (500 - 1500 m) denota-se um ligeiro aumento da temperatura e maior aumento de salinidade correspondente à influência da AM. Os dois núcleos são mais explícitos no diagrama  $\theta/S$ , comparativamente à representação por perfis, diferenciando-se a influência do núcleo superior da AM, mais destacado na temperatura e a influência do núcleo inferior, mais destacado na salinidade. Abaixo destas profundidades, verifica-se uma diminuição tanto na temperatura como na salinidade, tendendo para valores correspondentes à Água Profunda do Atlântico Norte (APAN).

### 3.1.3. Secções de $\theta$ , S e $\sigma_\theta$

Construíram-se secções zonais e meridionais dos vários parâmetros hidrológicos. As secções meridionais não são aqui apresentadas pois não vieram acrescentar mais informação do que a proveniente das secções zonais.

As Figs. 3.3 e 3.4 são exemplos das distribuições verticais da temperatura, da salinidade e de  $\sigma_\theta$  ao longo das secções zonais I e VI, localizadas frente ao Rio Mondego e a norte do Rio Douro, respetivamente.

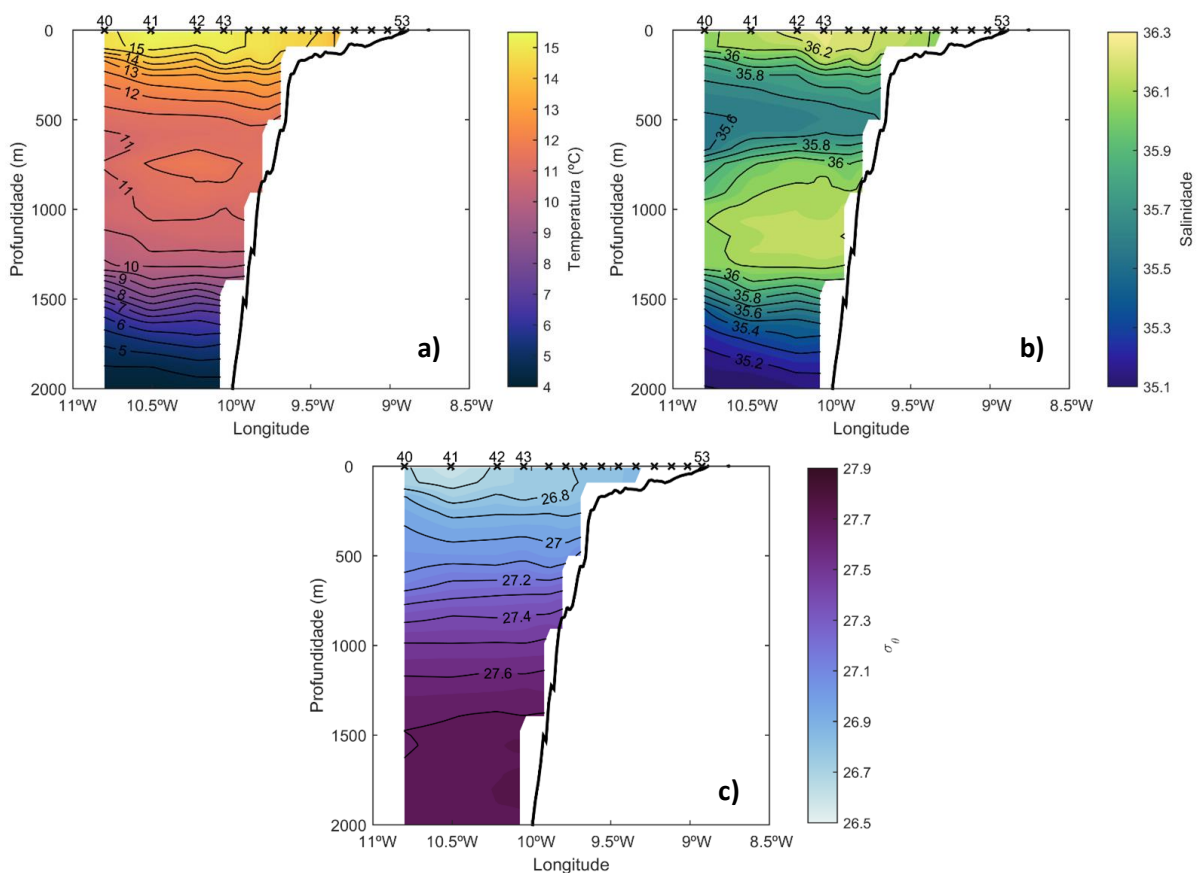


Figura 3.3. Distribuições verticais de a) temperatura potencial  $\theta$ , b) salinidade S e c)  $\sigma_\theta$  ( $\text{kg m}^{-3}$ ), ao longo da secção I ( $40^\circ 05' \text{ N}$ ), localizada frente à foz do Rio Mondego.

Relativamente à secção I, representada na Fig. 3.3, nota-se a existência de uma camada superficial com temperaturas que variam entre 13.0 e 15.0°C até cerca de 200 m de profundidade (tons amarelos na

Fig. 3.3a) e que coincide com a camada de mistura. Observa-se um núcleo quente à superfície, entre as estações 41 e 43, com temperaturas atingindo valores superiores a 15.0°C. Analogamente, observa-se um núcleo com salinidades mais elevadas à superfície, entre as estações 42 e 45. A conjugação destes dois parâmetros resulta numa região de menores densidades entre as estações 40 e 42. Abaixo da camada de mistura ocorre uma diminuição mais acentuada da temperatura, tomando valores da ordem de 11.5°C a 400 m de profundidade, correspondente à termoclina permanente. Nesta camada ocorre também uma diminuição de salinidade característica da haloclina apresentando valores entre 35.80 e 36.00, característicos da presença da AM.

A diminuição da temperatura torna-se menos acentuada a partir de 400 m, profundidade a partir da qual a temperatura oscila em torno de 11.0°C por influência da Água Mediterrânica. Esta camada de temperaturas aproximadamente constantes apresenta mais de 500 m de espessura. Analogamente à temperatura, encontra-se uma camada de mais de 500 m de espessura, em torno de 1000 m de profundidade, com salinidades mais elevadas comparativamente à camada superior. Estas variam entre 36.00 e 36.20, valores característicos da presença da Água Mediterrânica.

A partir de profundidades de cerca de 1400 m, volta a ocorrer uma diminuição da temperatura e salinidade até atingirem valores de 4.0°C e 35.20, respetivamente, a 2000 m de profundidade.

A distribuição da densidade ao longo da coluna de água traduz o efeito conjunto da temperatura e da salinidade analisados nos parágrafos anteriores. A variação da densidade com a profundidade é menor na camada superficial comparativamente às camadas subjacentes. Esta menor variação traduz-se na camada de mistura anteriormente mencionada.

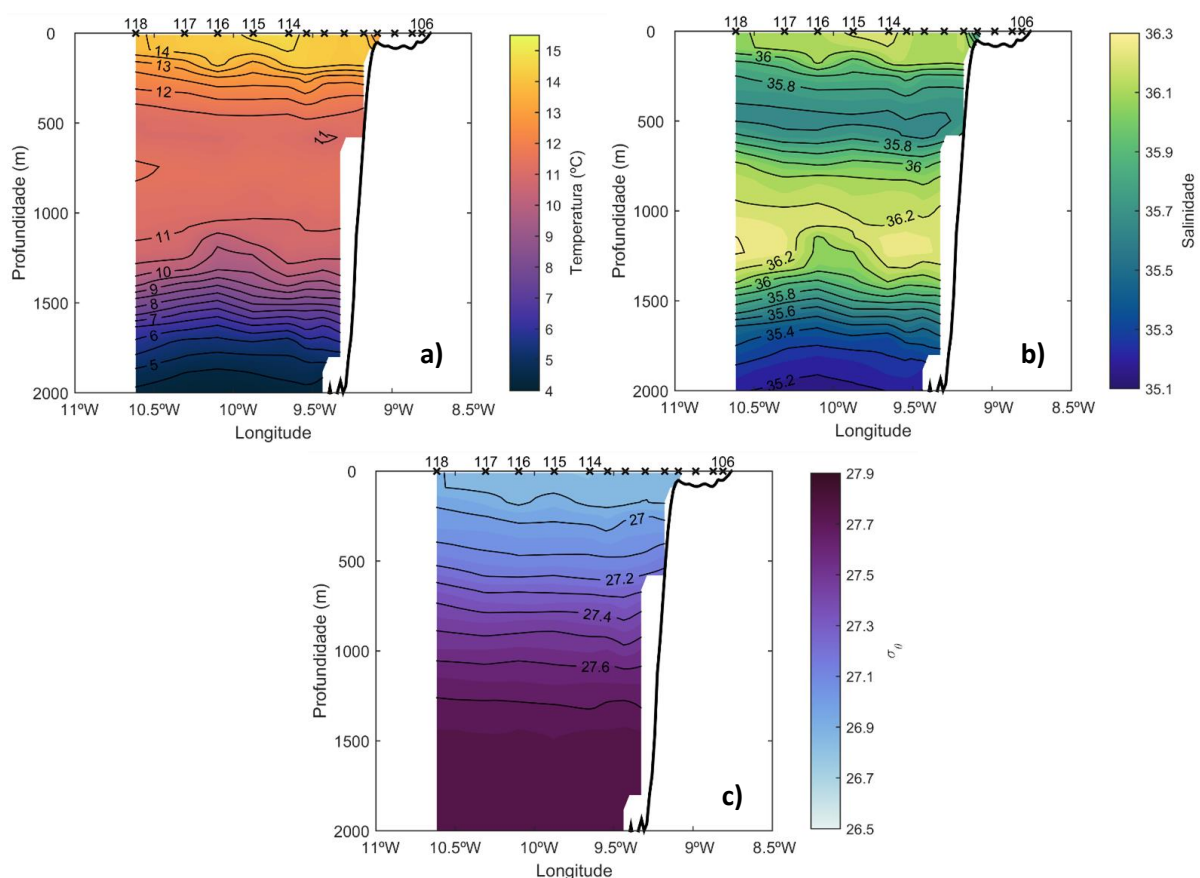


Figura 3.4. Distribuições verticais de a) temperatura potencial  $\theta$ , b) salinidade  $S$  e c)  $\sigma_\theta$  ( $\text{kg m}^{-3}$ ), ao longo da secção VI (41° 20' N), localizada a norte do Rio Douro.

Na secção VI, representada na Fig. 3.4, verificam-se padrões análogos aos identificados na secção I. Na camada superficial, encontram-se temperaturas superiores a 13.0°C (tons amarelos na Fig. 3.4a). Salinidades mais elevadas,  $S > 36.00$ , encontram-se a superfície, numa camada com espessura aproximada de 200 m. Ainda na camada superficial, observaram-se salinidades mais baixas junto à costa, coincidentes com as regiões de menores temperaturas (estações 109 e 110), correspondentes a escoamento de rios. Abaixo da camada de mistura, as propriedades hidrológicas seguem o mesmo padrão que o descrito para a secção I.

#### 3.1.4. Distribuição de propriedades sobre superfícies horizontais

Construíram-se também superfícies de nível, que permitem obter informação sobre a distribuição dos parâmetros oceanográficos a várias profundidades. Analisaram-se estas representações para várias profundidades: de 10 em 10 m até 250 m de profundidade, de 50 em 50 m até 1000 m de profundidade de 100 m em 100 até 2000 m de profundidade. Tendo em conta a análise prévia dos perfis, dos diagramas  $\theta/S$  e das secções zonais optou-se por apresentar apenas duas superfícies de nível, correspondentes às profundidades de 10 m e 100 m. Esta escolha baseia-se no facto de as superfícies de nível mostrarem as mesmas propriedades hidrológicas apresentadas anteriormente, somente adicionando informação na camada superficial onde se pode identificar a assinatura da *Iberian Poleward Current* (IPC). Outra razão pela qual não são apresentadas mais superfícies de nível prende-se com o facto de, ao aumentar a profundidade da distribuição em superfície, existe um grande número de estações com menos informação, por serem realizadas na região menos profunda da vertente.

O campo da temperatura, da salinidade e da densidade a 10 m de profundidade encontra-se representado na Fig. 3.5.

É de notar a existência de uma região com temperaturas mais elevadas, na proximidade da vertente, migrando para o largo na região mais a Norte da área em estudo. Esta região, com temperaturas de 15.0°C (ver tons amarelos na Fig. 3.5a), representa um aumento de cerca de 1.0°C relativamente às zonas circundantes e parece indicar a presença da IPC. Considerando a distribuição da salinidade, observa-se o mesmo padrão de salinidades mais elevadas sobre a vertente. Este aumento é de cerca de 0.10 - 0.15, mais uma vez correspondendo ao aumento de salinidade associado à IPC.

Perto da costa, à superfície, observa-se a influência das temperaturas mais baixas devido à água proveniente do escoamento dos rios, com valores no intervalo de 12.0 a 13.5°C (tons azuis na Fig. 3.5a) dando origem a uma frente térmica localizada sobre a plataforma continental. A mesma região é caracterizada por salinidades inferiores a 36.0, o que parece corresponder à WIBP (*Western Iberian Buoyant Plume*) definida por Peliz *et al.* (2002), como uma lente menos salina,  $S < 35.7$ , junto à linha de costa. Relativamente ao campo da densidade, nota-se claramente o efeito das salinidades mais baixas junto à costa, traduzindo a descarga dos rios da região, principalmente o Rio Douro.

A distribuição dos campos da temperatura, da salinidade e da densidade a 100 m de profundidade está representada na Fig. 3.6. A assinatura térmica da IPC continua visível. A região de água mais salina sobre a vertente ainda se encontra presente, associando-a mais uma vez à IPC. Relativamente à densidade, verifica-se uma região menos densa, provavelmente associada às temperaturas mais elevadas na mesma região.

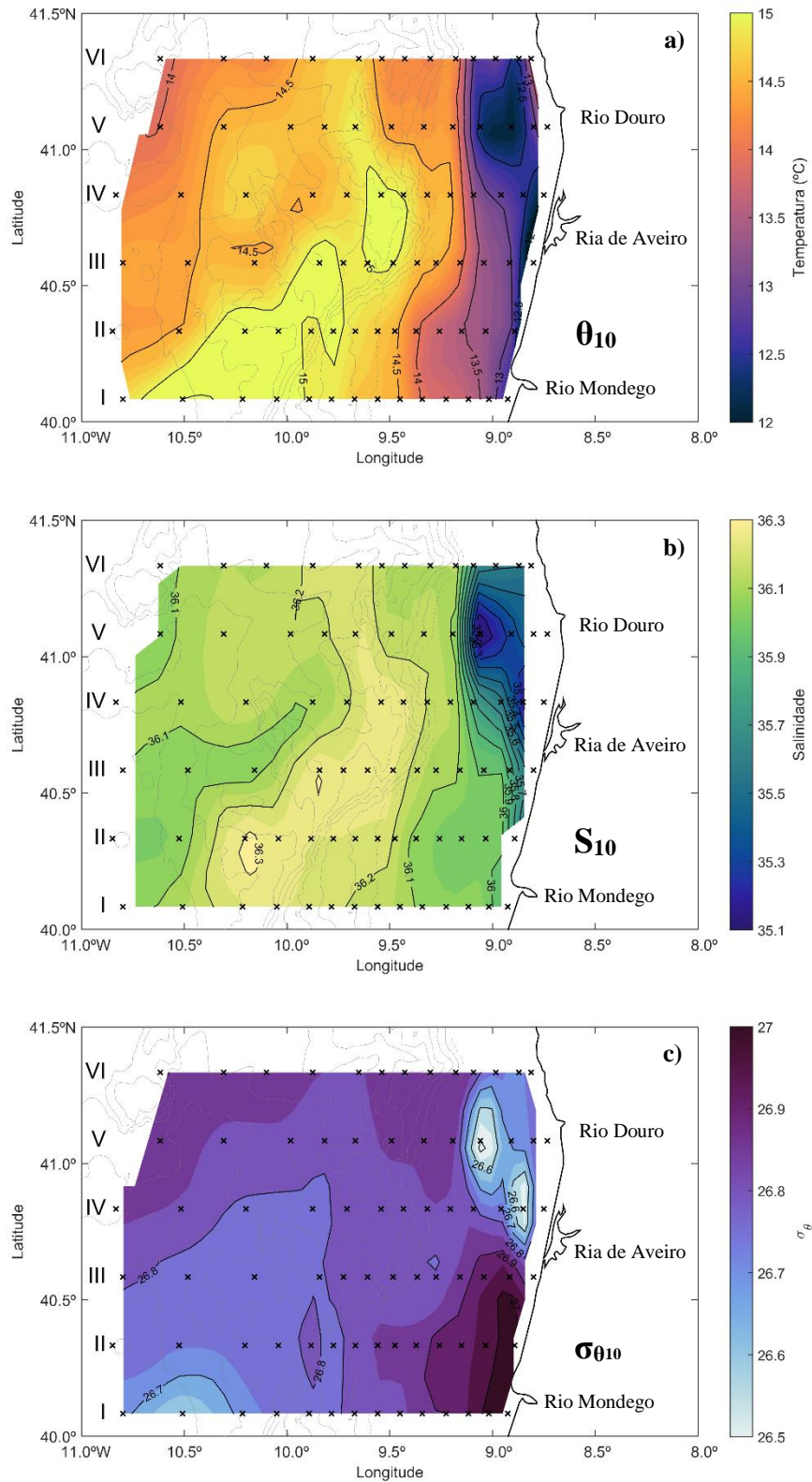


Figura 3.5. Superfícies de nível de a) temperatura potencial  $\theta$ , b) salinidade  $S$  e c)  $\sigma_{\theta}$  ( $\text{kg m}^{-3}$ ), a 10 m de profundidade obtidas durante a campanha CORPAC/92.

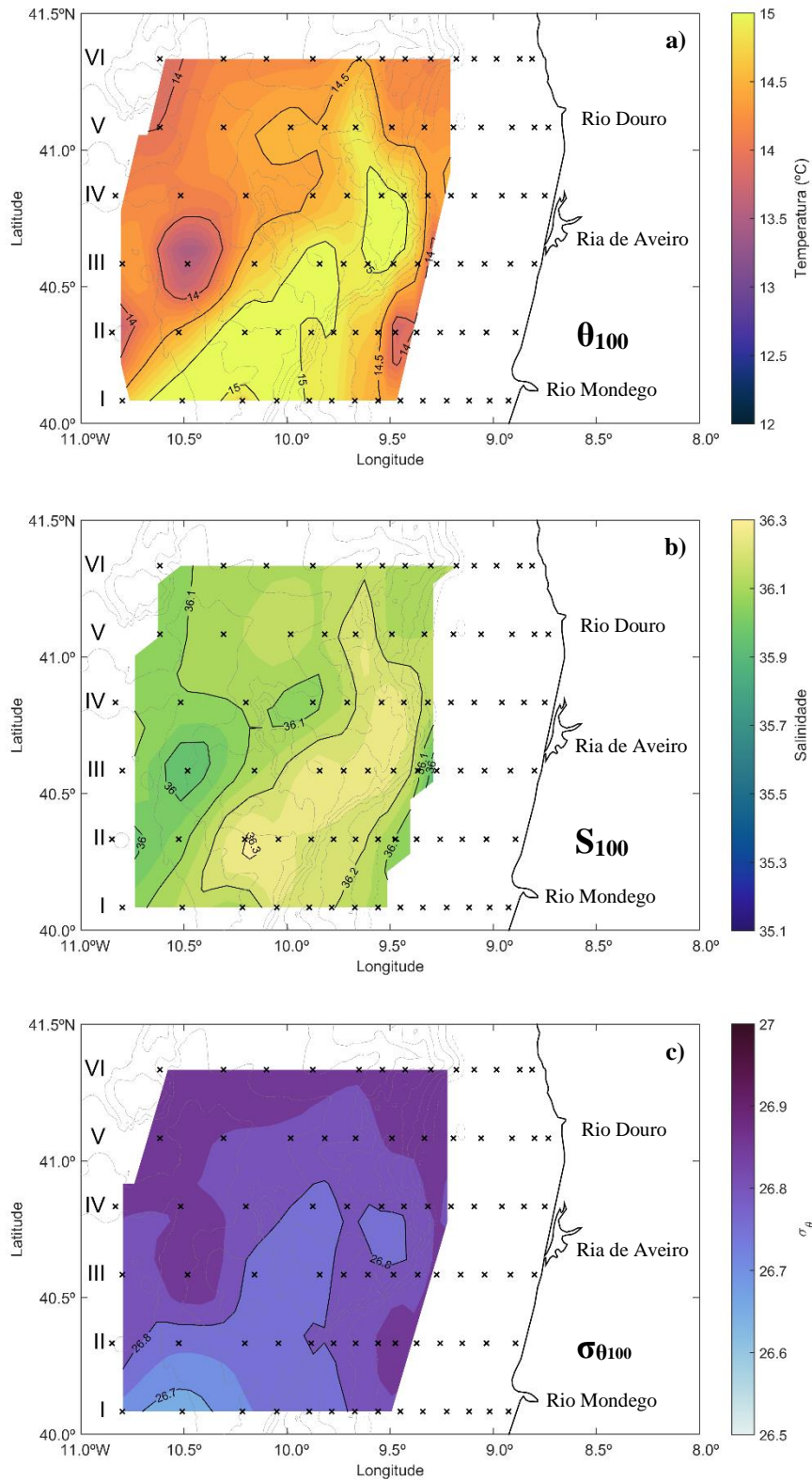


Figura 3.6. Superfícies de nível de a) temperatura potencial  $\theta$ , b) salinidade  $S$  e c)  $\sigma_{\theta}$  ( $\text{kg m}^{-3}$ ), a 100 m de profundidade obtidas durante a campanha CORPAC/92.

Relativamente à influência do campo do vento, os dados de reanálise (direção e intensidade do vento) representados na Fig. 2.3, mostram que a componente de Sul não é muito pronunciada. O vento variou de intensidade durante o decorrer da campanha CORPAC/92, começando com valores inferiores a 5 m/s no primeiro dia da campanha (22 de janeiro) aumentando de intensidade, atingindo valores de 10 m/s no último dia da campanha (29 de janeiro). O padrão correspondente à assinatura térmica da IPC foi aqui identificado numa situação em que a componente Sul do campo do vento não é muito pronunciada (ver Fig. 2.3), levando então à conclusão de que o campo do vento não é o único responsável pela geração/manutenção da IPC.

De modo a complementar a informação hidrológica recorreu-se a imagens de deteção remota. Utilizaram-se dados de temperatura da superfície do mar (TSM) obtidos com o sensor AVHRR (*Advanced Very High Resolution Radiometer*) instalado a bordo dos satélites da série NOAA.

Construiu-se uma distribuição da TSM média para o mês de janeiro de 1992, com uma resolução espacial de 4 km, que está representada na Fig. 3.7. Sobreposta à imagem da TSM está a distribuição da temperatura a 10 m de profundidade, obtida através dos dados hidrológicos da campanha CORPAC/92.

A análise da Fig. 3.7 mostra que parece haver uma boa concordância entre os dois conjuntos de dados. Junto à costa a temperatura atinge valores de cerca de 12.5°C (tons azuis escuros na Fig. 3.7), proveniente da água dos rios Douro e Minho e da Ria de Aveiro. A corrente quente encontrada sobre a vertente também é visível nos dados de deteção remota, pois identificam-se por temperaturas mais elevadas, com valores próximos de 15.0°C (tons laranjas na Fig. 3.7).

Da análise das imagens diárias de TSM obtidas durante o mês de janeiro de 1992 (não mostradas), consegue-se diferenciar uma região de águas mais quentes sobre a vertente, pois é visível em todos os dias com observações disponíveis. Conclui-se que existe uma zona de águas superficiais mais quentes sobre a vertente, coincidente com a IPC, que se observa tanto nos dados hidrológicos como nos dados de deteção remota.

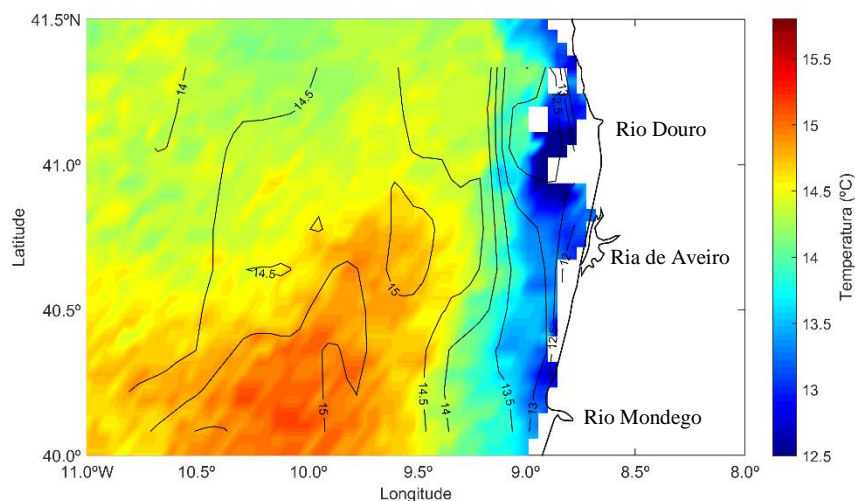


Figura 3.7. Distribuição da temperatura da superfície do mar média para o mês de janeiro de 1992, obtida com o sensor AVHRR. Sobrepostas estão as isotérmicas a 10 m de profundidade obtidas com os dados hidrológicos.

### 3.1.5. Camada de mistura

A fraca variação do valor da densidade na camada superficial deve-se à existência de uma camada de mistura característica do inverno. As profundidades da camada de mistura obtidas durante a campanha CORPAC/92 estão representadas na Fig. 3.8a. Estas profundidades variam entre 70 e 200 m, sendo os menores valores os correspondentes às estações mais afastadas da costa.

Na Fig. 3.8b estão representados os resultados obtidos por Padin *et al.* (2011) calculados com base em dados oceanográficos recolhidos durante os meses de fevereiro e março de 1984, e que mostram valores muito semelhantes aos obtidos durante a campanha CORPAC/92.

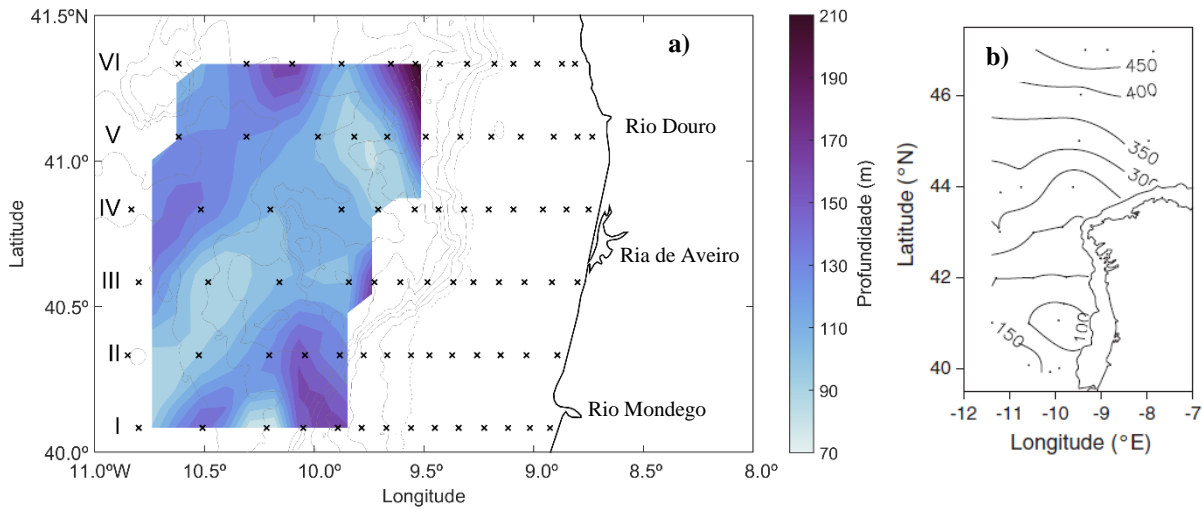


Figura 3.8. Profundidade da camada de mistura a) durante a campanha CORPAC/92 e b) obtida por medições efetuadas em fevereiro e março de 1984 (de Padin *et al.*, 2011).

### 3.2. Dinâmica do oceano costeiro: circulação geostrófica

Construíram-se também secções zonais e superfícies de nível da velocidade geostrófica ( $V_g$ ). Apresenta-se somente uma secção zonal e uma superfície de nível, como exemplos, já que as restantes secções e superfícies são muito semelhantes.

Na Fig. 3.9 esta representada a secção I, que mostra a existência de uma circulação predominantemente para sul com valores da velocidade relativamente baixos. Esta situação estende-se às restantes secções analisadas.

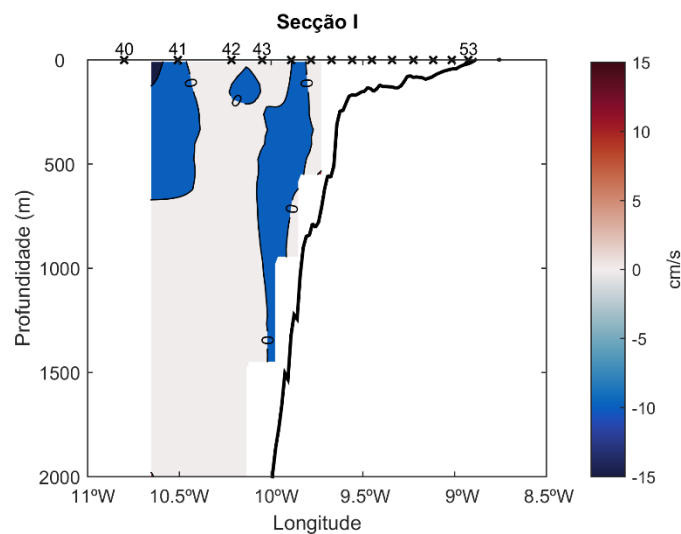


Figura 3.9. Distribuição vertical da componente da velocidade geostrófica normal à secção I, localizada frente à foz do Rio Mondego, durante a campanha CORPAC/92 (velocidades positivas para norte).



A Fig. 3.10 mostra a distribuição da  $V_g$  a 10 dbar. Observa-se, mais uma vez, uma predominância de velocidades negativas (para sul, tons azuis) com algumas regiões de velocidades positivas (para norte, tons vermelhos) que poderão ser indicativos da IPC.

A dificuldade na identificação da IPC pode dever-se à escolha do nível de referência para o cálculo das velocidades geostróficas, podendo este não ser o mais indicado. A não disponibilidade de medições diretas de correntes na região leva à dificuldade na seleção de um nível de referência, não esquecendo a provável variabilidade intra e inter anual que poderá estar associada à dinâmica na coluna de água.

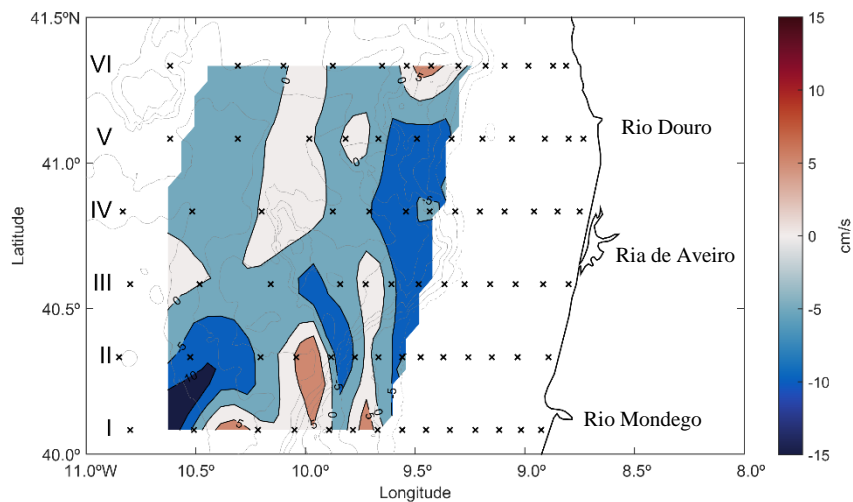


Figura 3.10. Distribuição da velocidade geostrófica a 10 dbar relativamente a 350 dbar (velocidades positivas para norte).

Tal como se referiu no Cap. 1, a IPC distingue-se, com frequência, pelos valores mais elevados de temperatura e de salinidade relativamente às águas circundantes.

O cálculo das velocidades geostróficas, embora útil em casos onde se possa escolher um nível de referência mais profundo (abaixo de 1500 dbar), no caso de identificação de correntes sobre a vertente continental, não é o método mais indicado. Nesses casos é necessário extrapolar grande parte da região onde se pretende verificar a existência de correntes. Outro problema deste cálculo é a dificuldade de comparação com outros estudos. No caso de se utilizarem níveis de referência diferentes, é necessário ter em consideração a dinâmica às profundidades utilizadas como nível de referência. A comparação das velocidades calculadas com o mesmo nível de referência também poderá induzir em erro, já que podem haver variações inter e intra- anuais na dinâmica da região, menos relevantes quando são considerados níveis profundos.

# Capítulo 4

## Conclusões

Através do processamento e análise dos dados hidrológicos recolhidos em janeiro de 1992, durante a campanha CORPAC/92, foi possível estudar as características termohalinas do oceano costeiro de Portugal, na região do cabo Mondego, numa situação de inverno.

A partir dos perfis de temperatura, de salinidade e de densidade verificou-se que durante o mês de janeiro de 1992, a hidrologia do oceano costeiro de Portugal apresentava características termohalinas típicas dos meses de inverno. À superfície, a temperatura variou entre 12.0 e 15.5°C enquanto a salinidade apresentou valores em torno de 36.00. Na plataforma continental, junto à costa, distinguiu-se o efeito da descarga dos principais rios da região, identificado pelos menores valores de temperatura e salinidade. Na camada superficial, os valores de temperatura e salinidade são aproximadamente constantes até profundidades de cerca de 150 - 200 m, traduzindo a camada de mistura típica dos meses de inverno. Abaixo da camada de mistura, a temperatura e salinidade diminuem coincidindo com a termoclina e haloclina, respetivamente. A presença da Água Mediterrânica fez-se notar na região em estudo através do aumento de temperatura e da salinidade, mantendo-se esta influência até cerca de 1400 m de profundidade. Para profundidades superiores, verificou-se uma diminuição dos dois parâmetros referidos até 2000 m de profundidade, último nível amostrado, onde se verificou a influência da Água Profunda do Atlântico Norte - APAN.

O diagrama  $\theta/S$  de dispersão das 79 estações CTD realizadas durante a campanha CORPAC/92 permitiu identificar um desvio das características termohalinas na camada de água central, relativamente à Água Central Oriental do Atlântico Norte – ACOAN, definida por Fiúza (1984), no sentido das menores temperaturas e/ou maiores salinidades. A análise da literatura existente referente aos fatores que podem contribuir para alterações nas características termohalinas da água central no oceano costeiro de Portugal permitiu concluir que este desvio deverá ocorrer por efeito do aumento da salinidade. Este desvio da ACOAN foi verificado por outros autores, como por exemplo, Boyer *et al.* (2005).

As secções verticais zonais dos três parâmetros em estudo construídas através das secções amostradas parecem identificar uma camada de mistura com profundidade de aproximadamente 200 m, seguida de uma diminuição das variáveis em estudo, o que corresponde à termoclina permanente. A profundidades compreendidas entre 400 e 1400 m, os valores da temperatura e da salinidade aumentaram devido à presença da Água Mediterrânica. Considerando os níveis mais profundos, verifica-se a influência da APAN.

As distribuições das variáveis em superfícies de nível demonstraram a existência das mesmas águas tipo verificadas através dos perfis verticais. Observou-se a existência de uma corrente típica dos meses de inverno no bordo leste, localizada sobre a vertente. Esta corrente, a *Iberian Poleward Current* (denominação da corrente ao largo da Península Ibérica) é caracterizada por temperaturas e salinidades mais elevadas comparativamente às águas circundantes (0.1°C e 0.10 - 0.15, respetivamente), com um escoamento para norte.

Dados de deteção remota (obtidos com o sensor AVHRR a bordo dos satélites da série NOAA) relativos à temperatura da superfície do mar média em janeiro de 1992 corroboram os valores de temperatura dos dados hidrológicos à superfície.

Através do cálculo das velocidades geostróficas, não se notou uma predominância de velocidades para norte, podendo este facto dever-se à escolha do nível de referência (350 dbar). Embora esta corrente não tenha sido identificada através das velocidades geostróficas, foi identificada através dos valores de temperatura e salinidade. Estes, de facto, indicam um padrão mais quente e mais salgado sobre a vertente, coincidente com as características da *Iberian Poleward Current*.

É de referir a importância do estudo das características do oceano costeiro de Portugal de modo a obter uma visão da sua variabilidade intra e inter-anual. Só assim, com informação ao longo de uma série temporal contínua, é possível prever alterações e efeitos que estas poderão ter para a economia portuguesa.

## Referências

- Boyer T. B., Levitus S., Antonov J. I., Locarnini R. A., Garcia H. E. (2005). Linear trends in salinity for the World Ocean, 1955–1998. National Oceanographic Data Center, National Oceanic and Atmospheric Administration.
- deCastro M., Gómez-Gesteira M., Alvarez I., Gesteira L. L. G. (2009). Present warming within the context of cooling–warming cycles observed since 1854 in the Bay of Biscay. *Continental Shelf Research* 29, 1053–1059.
- Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M. A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A. C. M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delson, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A. J., Haimberger, L., Healy, S. B., Hersbach, H., Hólm, E. V., Isaksen, L., Kallberg, P., Köhler, M., Matricardi, M., McNally, A. P., Monge-Sanz, B. M., Morcrette, J.-J., Park, B.-K., Peubey, C., de Rosnay, P., Tavolato, C., Thépaut, J.-N., and Vitart, F. (2011). The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the royal meteorological society*, 137(656), 553-597.
- Fiúza A. F. (1984). Hidrologia e dinâmica das águas costeiras de Portugal. Tese de Doutoramento, Universidade de Lisboa, 294 pp.
- Fiúza, A. F., Hamann, M., Ambar, I., del Río, G. D., González, N., Cabanas, J. M. (1998). Water masses and their circulation off western Iberia during May 1993. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 45(7), 1127-1160.
- Frouin, R., Fiúza, A. F., Ambar, I., Boyd, T. J. (1990). Observations of a poleward surface current off the coasts of Portugal and Spain during winter. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 95(C1), 679-691.
- Gómez-Gesteira, M., Álvarez, I., Crespo, A. J. C. (2011). Atmospheric modes influence on Iberian Poleward Current variability. *Continental Shelf Research*, 31(5), 425-432.
- Gómez-Gesteira, M., Santos, F., Álvarez, I., Costoya, X. (2013). Changes in ENACW observed in the Bay of Biscay over the period 1975–2010. *Continental Shelf Research*, 65, 73-80.
- Haynes, R., Barton, E. D. (1990). A poleward flow along the Atlantic coast of the Iberian Peninsula. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 95(C7), 11425-11441.
- Hickey, B. M. (1979). The California Current system—hypotheses and facts. *Progress in Oceanography*, 8(4), 191-279.
- Hurduc A. (2017). Estudo da variação das características termohalinas da Água Central no oceano costeiro da Península Ibérica. Trabalho realizado no âmbito da disciplina de Projeto do Mestrado em Ciências do Mar, Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa, 40 pp.
- Huthnance, J. M. (1984). Slope currents and “JEBAR”. *Journal of Physical Oceanography*, 14(4), 795 - 810.
- Levitus S., Antonov J., Boyer T. (2005). Warming of the world ocean, 1955–2003, *Geophysical Research Letters*, 32, L02604.
- Lourenço D. J. (2010). Estudo da variação das características termohalinas da Água Central na costa Oeste de Portugal. Relatório da Licenciatura em Meteorologia, Oceanografia e Geofísica, Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa, 19 pp.

- Mason, E., Coombs, S., Oliveira, P. B. (2005). An overview of the literature concerning the oceanography of the eastern North Atlantic region. *Relatório Científico Técnico, IPIMAR 33*, 58 pp.
- Meuleners, M. J., Pattiaratchi, C. B., Ivey, G. N. (2007). Numerical modelling of the mean flow characteristics of the Leeuwin Current System. *Deep Sea Research Part II: Tropical Studies in Oceanography*, 54(8-10), 837-858.
- Oliveira, P. B., Peliz, Á., Dubert, J., Rosa, T. L., Santos, A. M. P. (2004). Winter geostrophic currents and eddies in the western Iberia coastal transition zone. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 51(3), 367-381.
- Padin, X. A., Castro, C. G., Ríos, A. F., Pérez, F. F. (2011). Oceanic CO<sub>2</sub> uptake and biogeochemical variability during the formation of the Eastern North Atlantic Central Water under two contrasting NAO scenarios. *Journal of Marine Systems*, 84(3-4), 96-105.
- Peliz, Á., Rosa, T. L., Santos, A. M. P., Pissarra, J. L. (2002). Fronts, jets, and counter-flows in the Western Iberian upwelling system. *Journal of Marine Systems*, 35(1-2), 61-77.
- Peliz, Á., Dubert, J., Haidvogel, D. B. (2003). Subinertial response of a density-driven eastern boundary poleward current to wind forcing. *Journal of Physical Oceanography*, 33(8), 1633-1650.
- Peliz, Á., Dubert, J., Santos, A. M. P., Oliveira, P. B., Le Cann, B. (2005). Winter upper ocean circulation in the Western Iberian Basin—Fronts, Eddies and Poleward Flows: an overview. *Deep sea research Part I: Oceanographic research papers*, 52(4), 621-646.
- Pérez F. F., Ríos A. F., King B. A., Pollard R. T. (1995). Decadal changes of the  $\theta$ -S relationship of the Eastern North Atlantic Central Water. *Deep Sea Research I*, 42 (11/12), 1849-1864.
- Pérez, F. F., Pollard, R. T., Read, J. F., Valencia, V., Cabanas, J. M., Ríos, A. F. (2000). Climatological coupling of the thermohaline decadal changes in Central Water of the Eastern North Atlantic. *Scientia Marina*, 64(3), 347-353.
- Pollard, R. T., Pu, S. (1985). Structure and circulation of the upper Atlantic Ocean northeast of the Azores. *Progress in Oceanography*, 14, 443-462.
- Prieto, E., González-Pola, C., Lavín, A., Sánchez, R. F., Ruiz-Villarreal, M. (2013). Seasonality of intermediate waters hydrography west of the Iberian Peninsula from an 8 yr semiannual time series of an oceanographic section. *Ocean Science*, 9(2), 411-429.
- Reid, J. L., Mantyla, A. W. (1976). The effect of the geostrophic flow upon coastal sea elevations in the northern North Pacific Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 81(18), 3100-3110.
- Relvas, P., Barton, E. D., Dubert, J., Oliveira, P. B., Peliz, Á., Da Silva, J. C. B., Santos, A. M. P. (2007). Physical oceanography of the western Iberia ecosystem: latest views and challenges. *Progress in Oceanography*, 74(2-3), 149-173.
- Ríos, A. F., Pérez, F. F., Fraga, F. (1992). Water masses in the upper and middle North Atlantic Ocean east of the Azores. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 39(3-4), 645-658.
- Teles-Machado, A., Peliz, Á., McWilliams, J. C., Cardoso, R. M., Soares, P. M., Miranda, P. (2015). On the year-to-year changes of the Iberian Poleward Current. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 120(7), 4980-4999.
- Thomson, R. E., Emery, W. J. (1986). The Haida Current. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 91(C1), 845-861.
- Silveira, H. J. (1992). Contribuição para o estudo da hidrologia e dinâmica de mesoescala no oceano costeiro do noroeste de Portugal. *Monografia de estágio profissionalizante da Licenciatura em Ciências Geofísicas*, 200 pp.
- Somavilla R., González-Pola C., Schauer U., Budéus G. (2016). Mid-2000s North Atlantic shift: Heat budget and circulation changes, *Geophysical Research Letters* 43, 2059–2068.

## Bibliografia adicional

- Costoya, X., Gómez-Gesteira, M. (2014). Thermohaline trends in the Bay of Biscay from Argo floats over the decade 2004–2013. *Journal of Marine Systems*, 139, 159-165.
- Filyushkin, B. N., Moshonkin, S. N., Kozhelupova, N. G. (2008). Seasonal evolution of the Mediterranean Water propagation in the north Atlantic. *Oceanology*, 48(6), 771-779.
- Goikoetxea, N., Borja, Á., Fontán, A., González, M., Valencia, V. (2009). Trends and anomalies in sea-surface temperature, observed over the last 60 years, within the southeastern Bay of Biscay. *Continental Shelf Research*, 29(8), 1060-1069.
- Lemos, R. T., Sansó, B. (2006). Spatio-temporal variability of ocean temperature in the Portugal Current System. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 111(C4), 5-18.
- Martins, I. M. (2008). Hidrografia Costeira de Aveiro a Finisterra. Dissertação do Mestrado de Meteorologia e Oceanografia Física, Universidade de Aveiro, 46 pp.
- Michel, S., Treguier, A. M., Vandermeirsch, F. (2009). Temperature variability in the Bay of Biscay during the past 40 years, from an *in situ* analysis and a 3D global simulation. *Continental Shelf Research*, 29(8), 1070-1087.
- Osborn, T. J., Briffa, K. R., Tett, S. F., Jones, P. D., Trigo, R. M. (1999). Evaluation of the North Atlantic Oscillation as simulated by a coupled climate model. *Climate Dynamics*, 15(9), 685-702.
- Peliz, Á., Dubert, J., Haidvogel, D. B., Le Cann, B. (2003). Generation and unstable evolution of a density-driven Eastern Poleward Current: The Iberian Poleward Current. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 108(C8), 3268-3287.
- Pires, A. C. (2013). Modeling the Weastern Iberian Margin circulation: presente and future. Tese de Doutoramento, Universidade de Aveiro, 182 pp.
- Relvas, P., Luís, J., Santos, A. M. P. (2009). Importance of the mesoscale in the decadal changes observed in the northern Canary upwelling system. *Geophysical Research Letters*, 36(22), 601-605.
- Sousa, F. M. (1995). Processos de mesoescala ao largo da costa portuguesa utilizando dados de satélite e observações *in situ*. Tese de Doutoramento, Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa, 167 pp.
- Teles-Machado, A., Peliz, Á., McWilliams, J. C., Dubert, J., Le Cann, B. (2016). Circulation on the Northwestern Iberian Margin: Swoddies. *Progress in Oceanography*, 140, 116-133.