

GAZETA DE
física

Para os físicos e amigos da física.
WWW.GAZETADEFISICA.SPF.PT

SOCIEDADE PORTUGUESA DE FÍSICA / VOL. 43 - N.º 1 / 2020 / Publicação Trimestral / €5,00



Física dos Oceanos

Índice

I Editorial

2 Nota de Abertura

Luis Menezes Pinheiro

artigo geral

3 Física dos Oceanos: da escala global à escala da sardinha

Paulo Relvas, A. Miguel Piecho-Santos

artigo geral

II O aproveitamento da energia das ondas

António F. O. Falcão

artigo geral

19 O método da reflexão sísmica na investigação dos oceanos

Luis Matias, Álvaro Peliz, Leonardo Azevedo

artigo geral

26 Solitões no oceano

José C. B. Da Silva, Jorge M. Magalhães, Adriana M. Santos-Ferreira

artigo geral

33 Veículos não tripulados para observação do oceano

João Tasso de Figueirado Borges de Sousa

artigo geral

38 A climatologia como ferramenta essencial no apoio à decisão em viticultura

João A. Santos, Helder Fraga

crónicas

43 Os oceanos, Magalhães e o tempo

Carlos Herdeiro

vamos experimentar

44 Como se formam as ondas

Constança Providência

47 Notícias

CRÉDITOS

Imagem da capa: Glaciar na Gronelândia, em Ilulissat. O glaciar que aí desagua é tido com a maior “fábrica” de icebergues do mundo. Os icebergues da Antártida são diferentes, são quebras na placa de gelo. Aqui os icebergues são de origem glaciar. / Paulo Relvas, UAlg

Ficha Técnica

Estatuto Editorial

<http://www.spf.pt/gazeta/editorial>

Propriedade | Sede | Redacção

Sociedade Portuguesa de Física

Av. da República, 45 – 3º Esq.

1050-187 Lisboa

Telefone: 217 993 665

Director

Bernardo Almeida

Editores

Filipe Moura

Francisco Macedo

Nuno Peres

Olivier Pellegrino

Secretariado

Maria José Couceiro - mjose@spf.pt

Comissão Editorial

Conceição Abreu - Presidente da SPF

Gonçalo Figueira - Anterior Diretor Editorial

Teresa Peña - Anterior Diretor Editorial

Carlos Fiolhais - Anterior Diretor Editorial

Ana Luísa Silva - Física Atómica e Molecular

Ana Rita Figueira - Física Médica

Augusto Fitas - Grupo História da Física

Carlos Portela - Educação

Carlos Silva - Física dos Plasmas

Constança Providência - Física Nuclear

Joaquim Moreira - Física da Matéria Condensada

José Marques - Física Atómica e Molecular

Luis Matias - Geofísica, Oceanografia e Meteorologia

Manuel Marques - Óptica e Laser, Universidade do

Nuno Castro - Física Partículas

Rui Agostinho - Astronomia e Astrofísica

Sofia Andringa - Física Partículas

Correspondentes

André Pereira - Delegação Norte

Fernando Amaro - Delegação Centro

José Marques - Delegação Sul e Ilhas

Design / Produção Gráfica

Fid'algo - Print Graphic Design Lda.

Rua da Nau Catrineta, nº 14, 2º Dto. | 1990-186 Lisboa

NIPC 501094628

Registo ICS 110856

ISSN 0396-3561

Depósito Legal 51419/91

Tiragem 1 000 Ex.

Publicação Trimestral

As opiniões dos autores não representam necessariamente posições da SPF.

Preço N.º Avulso 5,00 € (inclui I.V.A.)

Assinatura Anual 15,00 € (inclui I.V.A.)

Assinaturas Grátis aos Sócios da SPF.

A Divisão de Geofísica, Oceanografia e Meteorologia (GOM) da Sociedade Portuguesa de Física foi reativada em 2016 por convite a três investigadores destas áreas que manifestaram a sua disponibilidade para a coordenar. De facto, ao longo dos anos a área GOM tinha vindo a perder relevância no interior da SPF, chegando-se à situação em que deixou de marcar presença nos seus congressos bianuais.

A verdade é que a Geofísica, Oceanografia e Meteorologia têm tudo a ver com a Física, abrangendo não só os campos da Física Clássica, como sejam a Mecânica, Termodinâmica, Eletromagnetismo, Mecânica de Flúidos, como também alguns campos da Física Moderna, como sejam a Física do Estado Sólido ou a Mecânica Quântica. É por isso que a formação de 1.º e 2.º ciclo nas áreas GOM que é dada hoje em Portugal assenta numa forte componente letiva de Física e de Matemática.

Sendo o planeta Terra o objeto de estudo, as áreas GOM foram pioneiras no desenvolvimento duma Ciência Global, com sistemas de observação, partilha de dados e análise a uma escala sem fronteiras, exemplo de cooperação internacional. O grande volume de dados que é hoje adquirido, assim como os desenvolvimentos tecnológicos necessários, colocam as áreas GOM na frente de domínios de ponta atuais, tais como *big data* ou *machine learning*. Recordemos que os computadores com maior poder de cálculo do planeta são normalmente aqueles dedicados à simulação do comportamento da atmosfera.

Fruto da atividade da Divisão GOM da SPF, realizou-se no último congresso da SPF uma sessão dedicada à Geofísica, Oceanografia e Meteorologia, sessão que será repetida no próximo congresso a realizar em setembro deste ano. Para os Professores de Física do Ensino Básico e Secundário, as áreas GOM proporcionam exemplos de estudo para as diferentes matérias que facilmente se relacionam com a vivência dos alunos. Esta componente tem sido também acarinhada pela Divisão GOM com a realização de seminários e ações de formação de índole experimental dirigida para os Professores.

Apesar das áreas GOM serem áreas da Física, o seu ensino nos ciclos Básico e Secundário encontra-se disperso por disciplinas que não de Física. Elementos de Geofísica são ensinados nas disciplinas de Biologia e Geologia (ou de Geografia), enquanto a Meteorologia e Oceanografia, limitadas ao seu papel no sistema climático, são lecionadas na disciplina de Geografia. Foi um dos objetivos da Divisão GOM da SPF potenciar o papel relevante da Sociedade junto do Ministério da Educação, de forma a envolver a SPF também na discussão das matérias curriculares que contemplam as áreas GOM.

Não obstante, até à data, não houve qualquer progresso na realização deste objetivo.

A dinâmica da Divisão GOM, acarinhada pela Direção da SPF, levou à publicação em janeiro de 2018 de um número especial da Gazeta de Física intitulado de forma apropriada de “Física da Terra”. Passados dois anos, a realização em Portugal da Conferência Mundial das Nações Unidas sobre os Oceanos (agora adiada), proporcionou uma nova ocasião para a realização de um número temático da Gazeta, desta vez dedicado aos Oceanos.

Se as alterações climáticas, inegavelmente em curso, não têm sido mais gravosas, tal deve-se ao facto de os Oceanos reterem na sua vasta massa 93 % da energia que tem sido acumulada à superfície do planeta pelos gases de efeito de estufa. As alterações climáticas têm consequências em todos os domínios da vida da sociedade, e não se medem apenas pela subida do nível do mar, que se deve essencialmente ao efeito de dilatação térmica da água dos oceanos, e menos (atualmente) ao degelo de glaciares. Também a cultura da vinha será certamente afetada e esse é justamente o tema do artigo “A climatologia como ferramenta essencial no apoio à decisão em viticultura”, que nos dá conta de um projeto internacional em curso nesta temática. Também a circulação oceânica, e a sua perturbação, terão influência na pesca (e consumo) da sardinha, como nos relata o trabalho “Física do Oceanos: da escala global à escala da sardinha”.

A exploração dos Oceanos é uma tarefa de enorme dificuldade, não só pela impossibilidade de propagação de ondas eletromagnéticas a profundidades superiores a 800 m (aproximadamente), mas também pelo ambiente adverso e corrosivo para os instrumentos. Conhecemos melhor hoje a superfície de Marte, ou o lado escondido da Lua, do que o fundo dos nossos Oceanos. A aventura da exploração oceânica recorrendo a veículos autónomos é-nos relatada no trabalho “Veículos não tripulados para observação do Oceano”.

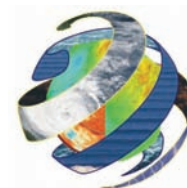
Uma outra tarefa muito relevante para a sociedade, na qual a comunidade dos Físicos está fortemente empenhada, tem a ver com a transição energética. Os oceanos, retendo uma parte significativa da energia solar incidente, vão com certeza ter um papel relevante na lista de fontes de energia renováveis, como podemos ler no artigo “O aproveitamento da energia das ondas”.

Finalmente, a Física clássica, estudo das Ondas e Ótica, tem a sua aplicação nos Oceanos, como mostram os trabalhos “Solitões internos no oceano” e “O método da reflexão sísmica na investigação dos oceanos”.

Que este número da Gazeta seja do agrado dos leitores são os votos da Divisão de Geofísica, Oceanografia e Meteorologia da Sociedade Portuguesa de Física.

Luis Matias, Paulo Relvas e João Santos

Boas leituras



A importância do Oceano para a saúde e bem-estar humanos, assim como para o desenvolvimento sustentável que desejamos, é hoje inquestionável. Os vários “Oceanos” estão totalmente interligados entre si num Oceano único, altamente dinâmico, que ocupa cerca de 70 % da superfície terrestre, fornece cerca de 50 % do oxigénio usado na respiração dos seres vivos, regula o clima e o ciclo do carbono, alberga uma enorme biodiversidade de ecossistemas e respectivos serviços, incluindo espécies com enorme potencial biotecnológico, é fonte de alimento, recursos vivos, minerais e energéticos, e tem sido, desde a Antiguidade, um elemento primordial de ligação entre os vários povos e continentes. São também conhecidos os impactos tremendos dos riscos marinhos nas zonas costeiras, nas quais se concentra grande parte da população mundial, nomeadamente os associados a tsunamis, erosão costeira e eventos extremos (cada vez mais frequentes no quadro actual de mudança climática). No entanto, apesar do nosso conhecimento do Oceano e dos seus processos ter avançado muito nas últimas décadas, o nosso grau de desconhecimento é ainda enorme, bastando por exemplo referir que apenas conhecemos cerca de 15 % da morfologia dos fundos marinhos com a resolução adequada, não existe uma cartografia adequada da geologia e ecossistemas em mar profundo, e que a rede global de observação oceânica, fundamental para a compreensão e adequada modelação dos processos necessita de uma grande densificação a nível espacial e temporal.

Com a publicação em 2016 do *World Ocean Assessment I*, realizado por cerca de 770 peritos de cerca de 76 países, no âmbito do Processo Regular das Nações Unidas de Avaliação do Estado do Ambiente Marinho, ficou bem demonstrado o estado de degradação do Oceano e da vida marinha e a contribuição antropogénica para esse estado de degradação, desde o lixo marinho e diversas formas de poluição até à desoxigenação e acidificação do Oceano, acompanhadas da destruição de habitats e sobre-exploração de alguns recursos, num quadro de alterações climáticas às quais a intervenção humana não é igualmente alheia. Com vista a reverter este estado de degradação, proteger a vida marinha e garantir um uso sustentável dos recursos marinhos, sabendo que a solução de um problema global exige soluções a nível global com o compromisso das várias nações, e não pode ser conseguida por nenhum Estado por si só, e tendo em conta o papel essencial da Ciência e do Conhecimento para a concretização destes objectivos, sob proposta da Comissão Oceanográfica Intergovernamental (IOC/UNESCO), as Nações Unidas aprovaram a criação de uma Década das Nações Unidas das Ciências do Oceano para o Desenvolvimento Sustentável (2021-2030), alinhada com os Objectivos de Desenvolvimento Sustentável (ODS) da Agenda 2030, em particular o ODS-14, relativo à Protecção da Vida Marinha: conservar e usar de forma sustentável os recursos marinhos para o Desenvolvimento Sustentável.

Esta Década das Nações Unidas reconhece assim o papel fundamental da Ciência, desde as Ciências Naturais, Física e Matemática até às Ciências Sociais, não só para o diagnóstico da

situação de degradação, mas para providenciar o conhecimento necessário ao desenvolvimento das soluções sustentáveis para reverter o actual estado de degradação, informando os decisores para que possam ser tomadas as medidas mais adequadas a nível global, com base na melhor Ciência disponível. Sem conhecer, não é possível proteger nem actuar devidamente. A Física, nas suas mais variadas vertentes, desde a Geofísica Marinha à Oceanografia Física, incluindo a hidrodinâmica, termodinâmica, acústica e óptica, assim como o estudo das interações Oceano/Atmosfera, responsáveis pelo clima e pelas suas variações, tem um papel fundamental, ao proporcionar o conhecimento necessário à compreensão dos mais variados processos que operam no oceano e permitir o desenvolvimento da tecnologia e instrumentação necessárias à implementação de modelos realistas que possibilitem, com base numa rede de observação oceânica 4D adequada a várias escalas espaciais e temporais, modelar adequadamente e em tempo real os processos oceânicos e os impactos das intervenções antropogénicas, desenvolver sistemas de alerta, mitigar o impacto de eventos extremos e garantir a sustentabilidade do Oceano.

2020 é um ano de grande importância para o Oceano, em particular pela realização prevista para junho próximo, em Lisboa, da 2.^a Conferência das Nações Unidas sobre os Oceanos (agora adiada para data a definir, devido à pandemia Covid-19), co-organizada por Portugal e o Quênia, que irá reunir um muito elevado número de decisores políticos, cientistas, ONGs e sociedade civil, para discussão dos mais diversos assuntos sobre o Oceano e o Desenvolvimento Sustentável, na óptica da Agenda 2030 e em particular do ODS 14. Este ano fica também marcado pela conclusão da 2.^a edição do *World Ocean Assessment* das Nações Unidas, pela publicação do 2.^o *Global Ocean Science Report*, pelo lançamento de inúmeras iniciativas para o Oceano a nível nacional e internacional, e pela finalização e submissão para aprovação pelas Nações Unidas do Plano de Implementação da Década das Ciências do Oceano para o Desenvolvimento Sustentável (2021-2030), a iniciar em Janeiro de 2021. Assim, gostaria de concluir felicitando a Sociedade Portuguesa de Física pela tão oportuna iniciativa de dedicar este número da Gazeta da Física ao tema do Oceano, de tão grande actualidade e importância para o nosso país e para o mundo.

Luis Menezes Pinheiro
Presidente do Comité Português para a COI/UNESCO, Professor da Universidade de Aveiro

Física dos Oceanos: da escala global à escala da sardinha

Paulo Relvas¹, A. Miguel Piecho-Santos^{1,2}

¹ CCMAR/Universidade do Algarve, Faculdade de Ciências e Tecnologia, Gambelas, Faro, Portugal (prelvas@ualg.pt)

² IPMA – Instituto Português do Mar e da Atmosfera, Algés, Portugal; (amsantos@ipma.pt)

Introdução

As circulações oceânicas ocorrem numa variedade de escalas espaciais desde os milhares de quilómetros nas grandes correntes globais, até aos movimentos com escala inferior ao centímetro nas ondas capilares. As escalas temporais de variabilidade vão desde as décadas de anos, nas variações climáticas, até aos segundos, numa relação aproximadamente linear com a escala espacial. Os principais fatores forçadores que governam as circulações oceânicas diferem conforme a escala dos movimentos que estamos a estudar. Todos os movimentos têm como fonte primária de energia a radiação solar e, no caso da maré, a interação gravitacional. A transferência de energia da larga escala para as escalas menores ocorre por processos turbulentos, que em grande medida condicionam o funcionamento dos ecossistemas marinhos. São os processos físicos que governam o funcionamento biológico dos sistemas marinhos. Neste artigo, descrevemos as grandes circulações do oceano global e abordamos a sua degradação em escalas menores. O conhecimento da dinâmica destas escalas, no domínio da mesoescala, é determinante para perceber e prever a sobrevivência, transporte, e desenvolvimento das comunidades planctónicas, que estão na base da abundância ou não dos pequenos peixes pelágicos, como é o caso da sardinha.

O grande trilho da circulação global do Oceano – a circulação termohalina

O nosso Planeta tem como fonte primária de energia a radiação solar. Devido à forma aproximadamente esférica da Terra, a distribuição da radiação solar que atinge a superfície não é uniforme e varia no tempo devido à inclinação do seu eixo de rotação relativamente ao plano de translação (plano da eclíptica). Apesar da variabilidade devido às estações do ano, as regiões intertropicais são sempre mais aquecidas do que as regiões polares, onde a energia solar é espalhada por áreas maiores e os raios solares incidem de forma oblí-

qua (Fig. 1). Temos assim uma fonte quente na região equatorial e fontes frias nas altas latitudes. Estas condições colocam em funcionamento uma enorme máquina térmica planetária, onde o trabalho resultante é o transporte do excesso de energia das regiões de baixas latitudes para as altas latitudes realizado pela atmosfera e pelos oceanos através das respetivas circulações gerais.

O Oceano realiza este transporte através da circulação termohalina¹ à escala global. Uma representação minimalista dessa circulação é dada pelo grande trilho da circulação global do Oceano (Fig. 2), uma tradução livre da designação original em inglês *global ocean conveyor belt* [1, 2]. No Atlântico Norte, perto da Gronelândia, o oceano arrefece devido às temperaturas árticas. A salinidade também aumenta devido à formação do gelo. A água torna-se assim mais densa e afunda. À superfície, a água move-se para substituir a água que mergulha, criando uma extensão para norte da corrente do Golfo. A água profunda com esta origem move-se para sul, atravessa o Equador e continua até circular para leste contornando a Antártida. Devido às baixas temperaturas, nesta região volta a haver algum afundamento de água e a circulação termohalina é reforçada. Dois ramos separam-se da circulação circumpolar antártica e fluem para norte, um no oceano Índico, outro no Oceano Pacífico. À medida que escoam para norte, estes dois ramos aquecem, tornam-se menos densos, e afloram à superfície. Retornam então para sul e sudoeste, continuando o seu caminho de volta através das camadas superiores do oceano. Eventualmente regressam ao Atlântico Sul e fluem para norte, agora à superfície, alimentando a Corrente do Golfo que escoam novamente para perto da Gronelândia, fechando assim o ciclo. A circulação termohalina profunda ocorre com correntes muito lentas, com velocidades na ordem de 1 cm/s ou inferiores. Por isso, estima-se que uma partícula de água percorra este ciclo em cerca de 1000 anos.

¹ Circulação **termohalina** é toda a circulação no oceano induzida por diferenças de densidade da água do mar. Tem esta designação porque a densidade, a uma dada profundidade, é função da temperatura (*termo*) e da salinidade (*halina*).

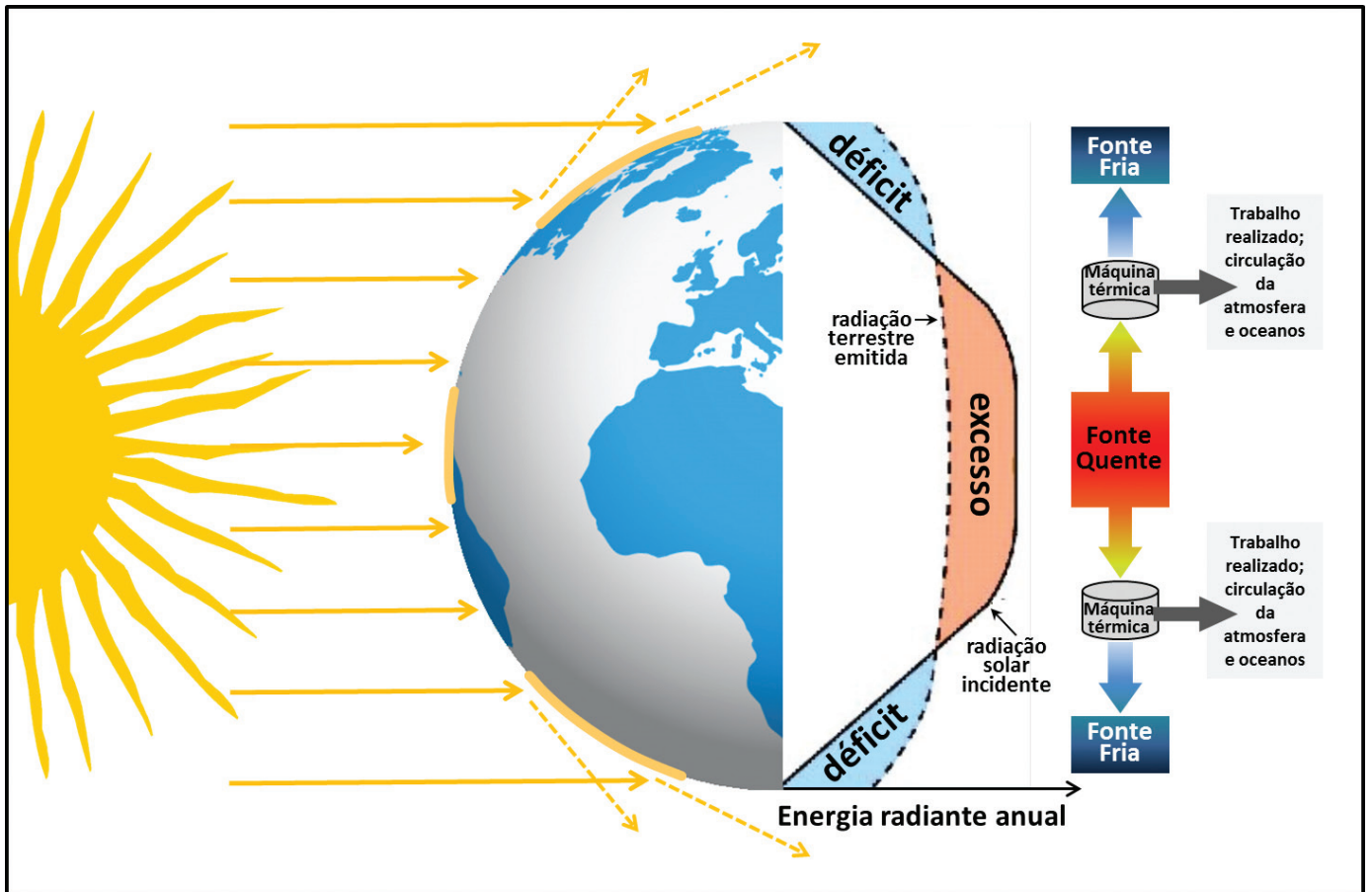


Figura 1 - O aquecimento diferente entre as altas latitudes e as regiões intertropicais coloca em funcionamento uma enorme máquina térmica, onde as fontes frias são as regiões polares e a fonte quente as regiões equatoriais. O trabalho realizado é a circulação geral da atmosfera e do oceano.

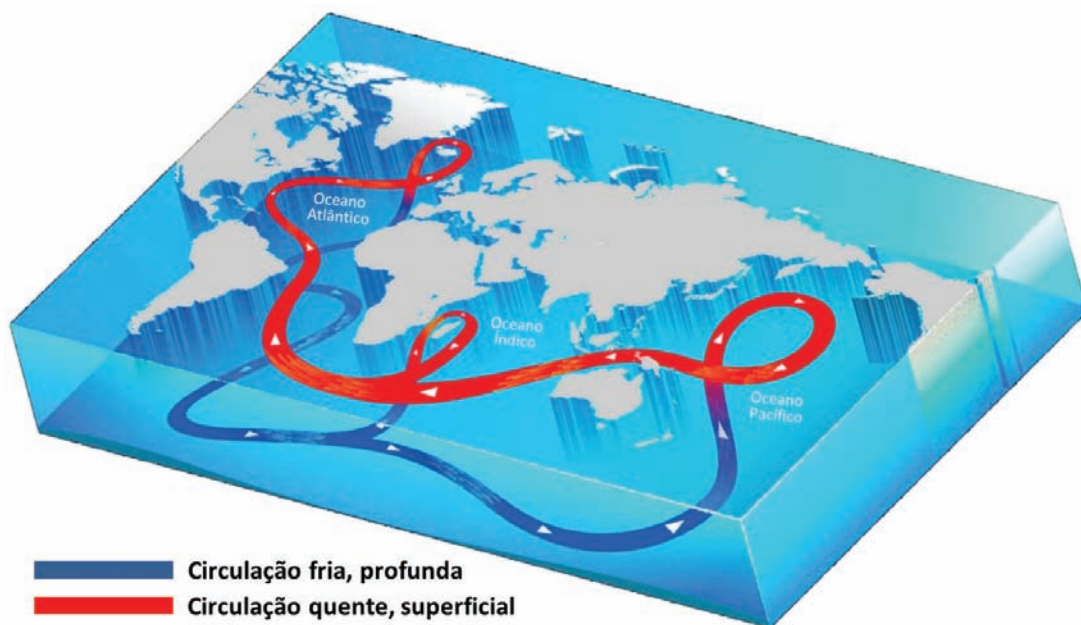


Figura 2 - Representação esquemática do principal caminho da circulação termohalina à escala do oceano global (*global ocean conveyor belt*).

O grande trilho da circulação global do Oceano pretende representar a circulação meridional com retorno (*meridional overturning circulation* no original em inglês) de forma esquemática. A realidade é bem mais complexa do que esta versão muito simples da circulação termohalina global mostra. Por isso, ela tem vindo a ser atualizada e

por vezes até contestada, pois esquece muitas conexões entre oceanos que vamos conhecendo [3]. Contudo, se olhada com espírito crítico e consciente das suas limitações, continua a ser uma representação válida do maior transporte oceânico que liga todos os oceanos da Terra.

Com estas novas ferramentas percebeu-se que as correntes oceânicas não são enormes escoamentos regulares a atravessar os oceanos. São, isso sim, uma sucessão de meandros contorcidos, pequenas correntes e contracorrentes, filamentos e vórtices de várias escalas. Assim, as correntes de larga escala da circulação global são dominadas por estruturas transientes na ordem de algumas dezenas a poucas centenas de quilômetros de escala espacial, ou seja, estruturas de mesoescala. Na Fig. 4, podemos ver a estrutura de correntes geostroficas de mesoescala associada à corrente do Golfo, inferida a partir de satélites altímetros. Estas estruturas constituem a variabilidade do estado do tempo do oceano, por semelhança com o estado do tempo atmosférico. Quando se investigam essas estruturas, verifica-se que elas se desdobram noutras estruturas similares de escala mais pequena. Passamos então para a submesoescala. Descendo na escala espacial, voltamos a ter estruturas com escalas ainda mais pequenas a integrar as anteriores, numa cascata de energia de Kolmogorov [6] [7]. Por isso, os campos de grandezas oceanográficas têm sido por vezes descritos recorrendo a modelos de fractais [8].

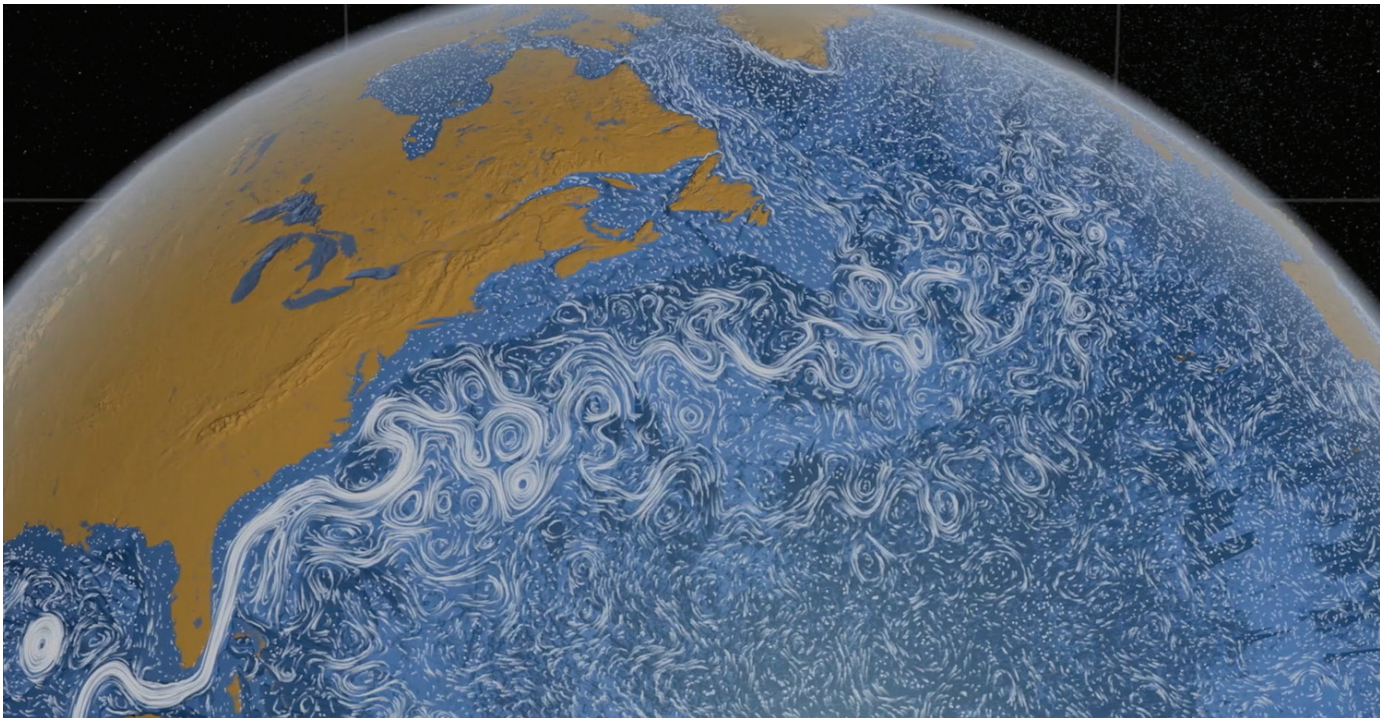


Figura 4 - A corrente do Golfo a escoar ao longo da costa leste dos EUA em direção ao Atlântico Norte, representada pelas suas linhas de corrente inferidas a partir de altímetros instalados em satélites (créditos: NASA's Goddard Space Flight Center).

As estruturas que falámos no parágrafo anterior representam a turbulência no oceano, nas suas diversas escalas. O oceano não responde de forma linear às ações forçadoras. Contudo, não existe uma teoria geral para a turbulência e, por isso, somos incapazes de resolver o comportamento não-linear do oceano. As equações de Navier-Stokes, que traduzem a di-

nâmica de um fluido em movimento, não têm solução analítica.

Podemos ilustrar a situação que ocorre no oceano com o fumo que sai de uma vela acesa (Fig. 5). O regime começa por ser laminar, até que se dá a passagem para o regime turbulento, sem nenhuma interação exterior. Verifica-se que é impossível prever com exatidão o comportamento do escoamento turbulento ou a velocidade a que se dá a transição do regime laminar para turbulento. A turbulência está por toda a parte, mas é um dos conceitos mais difíceis para os físicos entenderem. É considerado o mais antigo problema não resolvido da Física! Na ausência de uma teoria da turbulência, as soluções para o oceano (e também para a atmosfera) são encontradas através da parametrização dos processos físicos. Com base numa rede de observações, procuram-se soluções aproximadas e coeficientes turbulentos que traduzam o processo físico. Quanto mais densa for a rede de observação, melhor será a parametrização dos processos e melhores serão os

modelos numéricos hidrodinâmicos que pretendem representar o comportamento do oceano.

Realidade ou mito?

Conta-se que Werner Heisenberg, no seu leito de morte, terá dito:

Agora que me vou encontrar com Deus, vou fazer-lhe duas perguntas: Porque razão é a mecânica quântica tão complexa? Como se explica a turbulência? Acredito vivamente que ele terá uma resposta para a primeira...

Esta afirmação é também atribuída por vezes ao matemático britânico Horace Lamb.



Figura 5 - Transição do regime laminar para o regime turbulento

A importância da mesoescala no ecossistema – o caso da sardinha

Grande parte do funcionamento dos ecossistemas está ligada a escalas espaciais de mesoescala com escalas temporais na ordem da dezena de dias. São as escalas da macroturbulência oceânica, as quais têm uma variabilidade que não conseguimos reproduzir em modelos analíticos e, por isso, não conseguimos prever com exatidão, mas apenas de forma aproximada através de modelos numéricos parametrizados. São exatamente estas escalas espaciais e temporais que têm maior importância para as comunidades planctônicas². A sua sobrevivência e evolução estão associadas principalmente a processos e estruturas de mesoescala, incluindo frentes, vórtices, lentes flutuantes de água, estratificação, afloramento costeiro e estruturas relacionadas, como meandros e filamentos. O conhecimento do transporte das larvas dos organismos marinhos, dos seus padrões de dispersão espacial, ou a sua retenção em zonas limitadas do oceano, são fundamentais para compreender a dinâmica das populações marinhas e o grau de conectividade entre as diversas populações dos organismos marinhos. Este conhecimen-

to é de grande importância para a conservação e a gestão apropriada dos ecossistemas marinhos. Sabe-se que são as estruturas de mesoescala que determinam esses padrões e a retenção dos estádios larvares dos organismos marinhos, com poucas ou nenhuma capacidade natatórias, em áreas favoráveis à sua sobrevivência e desenvolvimento. A sobrevivência durante os estágios larvar e de juvenil das populações de pequenos peixes pelágicos, tais como as sardinhas, arenques e biqueirões, determina a variabilidade do número de indivíduos que chegam à fase em que passam a constituir um recurso pesqueiro, aquilo que se designa por “recrutamento”. O biólogo norueguês Johan Hjort (1869-1948) foi o primeiro a formalizar, em 1914, a hipótese da existência de uma relação entre a dinâmica das populações de peixe e a variabilidade oceanográfica de mesoescala (“período crítico”). É ele e vários oceanógrafos (e.g., Fridtjof Nansen, Otto Krümmel, Gustaf Ekman e Oscar Nordqvist) que estão na origem da criação do Conselho Internacional para a Exploração do Mar (mais conhecido pela sigla inglesa ICES - *International Council for the Exploration of the Sea*), fundado em 1902. Desde então, têm surgido várias outras hipóteses explicativas da variabilidade do recrutamento, tais como a “tríade oceânica”, formulada pelo oceanógrafo físico Andrew Bakun, em 1996 [9]. Segundo esta última hipótese, existem três processos oceanográficos fundamentais para explicar a variabilidade do recrutamento: (i) processos de enriquecimento de nutrientes (e.g., o afloramento costeiro); (ii) processos de concentração do alimento das larvas (e.g., frentes oceânicas e lentes flutuantes de água) e; (iii) processos de transporte e retenção de larvas para/em zonas favoráveis à sua sobrevivência (e.g. meandros, filamentos, vórtices).

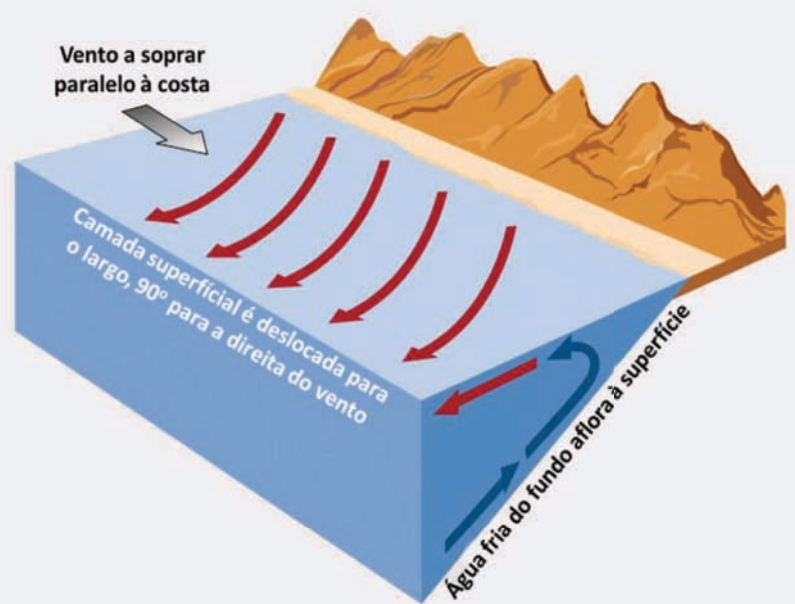
A sardinha europeia (*Sardina pilchardus*) é a pescaria de pequenos peixes pelágicos mais importante do Sistema de Afloramento da Corrente das Canárias, do qual a costa ocidental da Península Ibérica é a sua região mais setentrional. Nesta última região, esta pescaria variava entre 50 % e 30 % do total do peso de pescado desembarcado, mas a partir dos anos 1990, com as medidas de gestão e limitação de capturas, é atualmente apenas 8 % das capturas nacionais, em peso. Desde que há estimativas de recrutamento desta espécie (1978), estes têm tido uma tendência decrescente, estando atualmente nos valores mais baixos observados até agora. Nesta região, a “tríade oceânica” opera do seguinte modo: (i) o principal processo de enriquecimento é o afloramento costeiro, cuja intensidade e persistência ocorrem na primavera e no verão, devido às chamadas “nortadas” e que enriquece a zona eufótica de nutrientes, permitindo o crescimento do fitoplâncton, o qual sustenta a alta produção de zooplâncton observada desde o início da primavera até ao final do outono; (ii) durante o início da primavera, o máximo de clorofila é frequentemente encontrada em uma área de convergência ou retenção formada pela “Corrente Ibérica para o Pólo” (IPC da denominação inglesa *Iberian Poleward Current*),

² O termo plâncton vem do grego *plagktón* (errante, vagar, andar sem destino) e refere-se aos organismos pelágicos que são transportadas pelos movimentos da água e não pela sua própria capacidade de nadar. São, em geral, organismos microscópicos, denominados fitoplâncton, no caso das plantas e, zooplâncton, no caso dos animais. O fitoplâncton encontra-se na base da cadeia alimentar marinha. Os ovos e larvas da grande maioria dos peixes marinhos fazem parte do zooplâncton, mais especificamente do ictioplâncton.

Afloramento costeiro

O afloramento costeiro, ou na terminologia internacional *coastal upwelling*, é um processo físico de mesoescala de interação entre a atmosfera e o oceano. A tensão do vento a atuar na superfície do oceano induz um transporte de massa, não na direção do vento, mas sim 90° para a direita da direção do vento (para a esquerda no hemisfério Sul), em consequência da rotação da Terra (efeito de Coriolis). No caso de um vento com a linha de costa à esquerda (à direita no hemisfério Sul), o transporte nas camadas superficiais do oceano será para a direita (esquerda no hemisfério Sul), ou seja, para o largo.

É o que se passa na costa Oeste da Península Ibérica com o vento a soprar de Norte. A água superficial transportada para longe da costa é substituída por água fria e rica em nutrientes, que aflora à superfície a partir das camadas de fundo. Este processo de *upwelling* já foi descrito num número anterior da Gazeta de Física [10].



que serve como uma barreira, para as trocas entre a costa e o largo das águas afloradas e onde se formam zonas de concentração de alimento na zona de ocorrência das larvas e juvenis de sardinha; (iii) a variabilidade nos processos e estruturas oceanográficas locais, tais como a “Lente Ibérica de Água Menos Salina” (WIBP da denominação inglesa *Western Iberian Buoyant Plume*) e a IPC, introduzem flutuações importantes nos padrões de transporte/retenção das larvas de sardinha, com consequências na sobrevivência das larvas. Alterações nos padrões e intensidade do regime de afloramento costeiro no Sistema de Afloramento da Corrente das Canárias, coincidiram com mudanças na produtividade de várias espécies de pequenos peixes pelágicos, observadas no mesmo período, sugerindo que houve uma resposta do ecossistema a essas alterações ambientais. A diminuição do recrutamento da sardinha na costa ocidental da Península Ibérica, pode ser explicada, pelo menos parcialmente, pela variabilidade das condições físicas oceanográficas de mesoescala.

Conclusão

Neste texto percorremos o caminho da energia desde a sua chegada ao planeta proveniente do Sol e recebida na camada superior do oceano proveniente do vento, até à sua dissipação no oceano através de processos turbulentos com escalas espaciais e temporais cada vez menores. Estes processos turbulentos são caóticos. Por isso não é possível a sua representação analítica universal. Para os podermos mimetizar em equações que possam ser resolvidas por processos numéricos, temos de os parametrizar, procurando coeficientes que melhor traduzam o seu comportamento em cada escoamento oceânico, ou seja, em cada corrente do oceano. A procura dos melhores parâmetros só

pode ser feita com base em observações. Quanto mais densa for a grelha de observações, melhores serão as estimativas dos coeficientes empíricos. Em consequência, o conjunto das equações resultantes representará melhor o comportamento do oceano e mais realistas serão as simulações realizadas pelos modelos numéricos hidrodinâmicos.

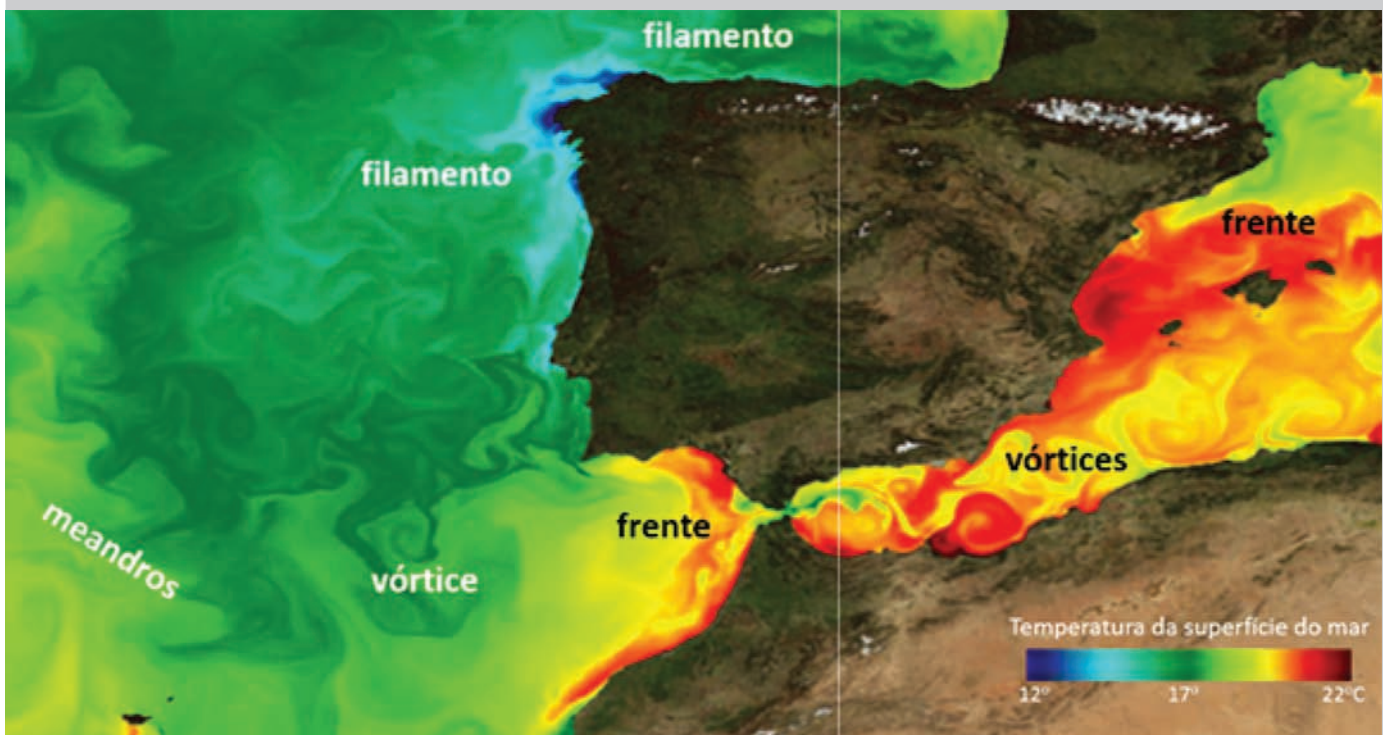
Acontece que a turbulência tem uma influência determinante no funcionamento dos ecossistemas marinhos. Todo o ciclo biológico, quer do fitoplâncton quer do zooplâncton, é fortemente dependente dos processos turbulentos nas suas diversas escalas. É a mesoescala, resultante da macroturbulência oceânica, que determina as zonas e as condições ambientais ótimas para a sobrevivência e desenvolvimento das larvas e dos estados juvenis de várias espécies marinhas, entre as quais a sardinha. Só o conhecimento dos processos físicos de mesoescala e a sua reprodução em modelos numéricos realistas nos permitirá estimar abundâncias de sardinha, entre outras espécies pelágicas. Podemos então concluir que sem conhecermos a Física do Oceano, jamais conseguiremos estimar se vamos ou não ter sardinhas suficientes nas nossas festas dos Santos Populares!

GLOSSÁRIO

- Correntes geostróficas - correntes oceânicas governadas pelo equilíbrio da força resultante dos gradientes horizontais da pressão hidrostática com a força de Coriolis, resultante da rotação da Terra. Podemos assumir esta aproximação em cerca de 90 % do oceano, sempre que as forças de atrito exterior não sejam relevantes. Estas correntes fluem paralelas às isóbaras deixando as altas pressões à direita do hemisfério norte.
- Lentes flutuantes de água - corpos de água que devido à sua densidade flutuam no oceano envolvente. Como estes corpos são muito pouco espessos relativamente à sua extensão horizontal, designam-se por “lentes”. Um exemplo poderá ser a pluma de água doce de um rio a flutuar no oceano devido à sua menor densidade. Contudo, devido às suas

desenvolver em vórtices, ou seja, em “remoinhos” de mesoescala, que se podem soltar e adquirir identidade própria e viajar no oceano. Filamentos são línguas de água fria proveniente de afloramento costeiro que se propagam para o largo a partir da costa. A figura anexa ilustra estas estruturas através de uma imagem da temperatura da superfície do oceano obtida por satélite.

- Mesoescala - escala espacial de movimentos e estruturas no oceano desde as dezenas até às poucas centenas de quilómetros. São em geral transientes, com escalas temporais na ordem da dezena de dias. Estão abaixo da larga escala das grandes correntes oceânicas (p. ex Corrente do Golfo), mas acima da pequena escala, característica por exemplo dos estuários e lagoas costeiras. Por vezes, no oceano aberto, as estruturas abaixo da mesoescala são chamadas de submesoescala.



características de temperatura e salinidade, podemos ter lentes flutuantes de água em profundidade. A terminologia internacional é *buoyant plumes* ou *buoyant lens*.

- Frentes, vórtices, meandros e filamentos - são estruturas de mesoescala que povoam o oceano. Uma frente oceânica é uma interface onde as propriedades físico-químicas variam de forma abrupta. Esta interface é em geral perturbada, formando meandros, os quais podem-se

- Pelágico - espécies pelágicas são aquelas que habitam e se movem livremente na coluna de água e dependem das características das massas de água, não dependendo dos fundos marinhos.
- Sinótico - uma visão sinótica é a representação simultânea de uma vasta porção do oceano. Pode ser entendido como um “retrato” instantâneo de uma zona do oceano, descrevendo a distribuição de uma propriedade oceanográfica.
- Zona eufótica - camada superficial do oceano que recebe luz solar suficiente para que se realize a fotossíntese.

Referências

- [1] Broecker, W. S., 1987. The biggest chill, *Natural History Magazine* 97, 74-82.
- [2] Broecker, W. S., 1991. The Great Ocean conveyor, *Oceanography* 4 (2), 79-89.
- [3] Richardson, P. L., 2008. On the history of meridional overturning circulation schematic diagrams, *Progress in Oceanography* 76, 466-486.
- [4] Caesar, L., Rahmstorf, S., Robinson, A. Feulner, G., and Saba, V., 2018. Observed fingerprint of a weakening Atlantic Ocean overturning circulation. *Nature* 556, 191-196.
- [5] Jackson, L.C., Kahana, R., Graham, T., Ringer, M. A., Woollings, T., Mecking J. V., and Wood R. A., 2015. Global and European climate impacts of a slowdown of the AMOC in a high resolution GCM. *Clim Dyn* 45, 3299-3316.
- [6] Kolmogorov, A. N., 1941. Local structure of turbulence in an incompressible liquid for very large Reynolds numbers, *Proc. R. Soc. London, Ser. A*, 30, 299-303.
- [7] Andrew C. P., T. M. Özgökmen, D. J. Bogucki, and A. D. Kirwan, Jr., 2017. Evidence of a forward energy cascade and Kolmogorov self-similarity in submesoscale ocean surface drifter observations, *Physics of Fluids* 29, P020701.
- [8] Skákala, J., and T. J. Smyth, 2015. Complex coastal oceanographic fields can be described by universal multifractals, *J. Geophys. Res. Oceans*, 120, 6253-6265.
- [9] Bakun, A., 1996. Patterns in the ocean. California Sea Grant, in cooperation with Centro de Investigaciones Biológicas del Noroeste, La Paz, Mexico, 323 pp.
- [10] Relvas, P., 2017. Processos dinâmicos que determinam as correntes no oceano, *Gazeta de Física*, Vol. 40 - Nº 3/4.



Paulo Relvas, é licenciado em Física pela Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa e doutorado em Oceanografia Física pela *School of Ocean Sciences* – University of Wales, Reino Unido. É professor da Universidade do Algarve, regente de disciplinas física do oceano de diversos cursos de graduação e pós-graduação e diretor do mestrado internacional em *Marine and Coastal Systems*. É investigador do CCMAR – Centro de Ciências do Mar do Algarve. As áreas de investigação cobrem sobretudo a física dos processos de mesoescala no oceano e a dinâmicos dos sistemas de afloramento costeiro.



A. Miguel Piecho-Santos, é licenciado em Biologia Marinha e Doutorado em Ciências Geofísicas (Oceanografia) pela Universidade de Lisboa. É investigador do IPMA – Instituto Português do Mar e da Atmosfera e membro do CCMAR – Centro de Ciências do Mar do Algarve. Tem mais de 30 anos de experiência de investigação na área da oceanografia, tendo coordenado diversos projetos nacionais e internacionais. A sua investigação tem focado as interações físico-biologia no oceano e nos organismos marinhos, com particular atenção na sardinha, impacto das alterações globais no meio marinho e aplicações da deteção remota à oceanografia e às pescas.

O aproveitamento da energia das ondas

António F. O. Falcão

IDMEC, Instituto Superior Técnico, Universidade de Lisboa, Avenida Rovisco Pais 1, 1049-001 Lisboa

antonio.falcao@tecnico.ulisboa.pt

Resumo

As ondas do mar são uma das últimas grandes energias renováveis a serem aproveitadas. Isso tem requerido, nas últimas décadas, um importante esforço de inovação, em que instituições portuguesas têm tido um papel assinalável. Apresentam-se os princípios básicos e as linhas gerais desse desenvolvimento, com referências aos tipos de dispositivos e equipamentos, especialmente as tecnologias que nos últimos anos mais de aproximaram da fase de comercialização.

Introdução

A utilização da energia de fluidos em movimento (ar ou água) é muito antiga, com os moinhos de água ou de vento e a navegação à vela, e mais modernamente as turbinas eólicas e hidráulicas. Trata-se aqui de escoamento essencialmente unidireccional no vento ou num curso de água.

A energia das ondas do mar, até pelos seus efeitos destrutivos, é a mais óbvia das energias marinhas. Mas aqui o movimento da água é muito diferente. De facto, as partículas de água descrevem trajectórias aproximadamente circulares ou elípticas. Enquanto um balão se afasta arrastado pelo vento, um corpo flutuante oscila verticalmente e horizontalmente nas ondas, pouco se afastando da posição inicial. As técnicas tradicionais não se adequam ao aproveitamento da energia das ondas, o que explica em parte que apenas nas últimas décadas tenham sido desenvolvidas tecnologias para isso. Naturalmente, os efeitos fortemente destrutivos das ondas em situações extremas têm sido outro obstáculo ao desenvolvimento dessas tecnologias. As ondas são uma das últimas grandes renováveis a serem aproveitadas.

As ondas que aqui nos interessam são geradas pelo vento. É habitual distinguir dois tipos. A ondulação (em inglês *swell*) é gerada pela acção do vento sobre grandes áreas do oceano, tipicamente durante vários dias. A vaga (em inglês *wind sea*) é devida à acção do vento local, por vezes em regime diurno/nocturno. A ondulação caracteriza-se

por maiores períodos e maior comprimento de crista (como é desejado pelos surfistas). A energia das ondas na costa ocidental portuguesa e nas ilhas dos arquipélagos dos Açores e Madeira provém na sua maior parte de ondulação gerada no norte do Atlântico.

A energia das ondas tem duas componentes: uma, cinética, associada à velocidade das partículas de água nas suas trajectórias, e outra, potencial, associada à deformação da superfície livre. O conteúdo energético das ondas exprime-se normalmente como potência por unidade de comprimento de crista, ou, no sistema SI, W/m ou kW/m. Esse valor é dado (em kW/m) aproximadamente por $0,5H_s^2 T_e$, em que H_s é a altura significativa e T_e é o chamado período de energia. Em contraste com a energia eólica, que, na atmosfera, se estende em altitude por vários quilómetros, a energia das ondas concentra-se maioritariamente até uma profundidade de cerca de um terço do comprimento de onda. O valor médio anual ao largo da costa ocidental portuguesa é cerca de 30 kW /m, o que se pode considerar como um bom recurso a nível europeu e mundial.

O início do estudo da produção de energia em grande escala a partir das ondas do mar, em bases científicas adequadas, data de 1973, e foi despoletado pela crise petrolífera desse ano que levou ao recrudescimento do interesse nas energias renováveis em geral [1]. Foi nessa altura que se iniciaram os estudos sobre a energia das ondas na Europa (especialmente Reino Unido e Noruega) e nos EUA (já havia actividade anterior no Japão, mas centrada em aplicações de pequena potência, como bóias de sinalização). Os estudos no Instituto Superior Técnico (IST) começaram pouco depois, em 1976, sendo aqui de referir o nome de Agnelo Gonçalves David (1934-1991), comerciante em Almeirim e inventor nas horas vagas, que, por volta de 1975, andou pelo Laboratório Nacional de Engenharia Civil e pelo IST procurando apoio científico e técnico para o seu invento de aproveitamento da energia das ondas. De facto, esse invento não era novo, mas nem ele nem ninguém em Portugal sabia disso. Tratava-se do que depois se veio a designar por sistema de coluna de água oscilante (*oscillating water column* ou OWC em língua inglesa), actualmente o mais generalizado tipo de dispositivo para conversão da

energia das ondas. O interesse criado pelas vindas de Agnelo David ao IST, com o seu modelo de demonstração, levou, em 1976, ao início, no Departamento de Engenharia Mecânica, de estudos teóricos sobre a conversão da energia das ondas. Mais de quarenta anos depois, o IST é, a nível mundial, um dos mais activos centros de desenvolvimento destas tecnologias. Em águas costeiras portuguesas foram testados vários protótipos destes dispositivos.

A tecnologia das turbinas eólicas de grande potência convergiu para turbinas de eixo horizontal com três pás, sendo difícil a um não especialista distinguir as turbinas de diversos fabricantes. O mesmo não se passa com a energia das ondas. Há maneiras muito diferentes de extrair essa energia, com variadas tecnologias em competição, sem que seja consensual qual ou quais irão triunfar [1]. No que se segue, irão ser apresentadas brevemente algumas dessas tecnologias, em especial as que resultaram em protótipos ensaiados em condições de mar real e mais se aproximam da fase de comercialização.

Os leitores interessados poderão obter informações mais completas sobre o aproveitamento da energia das ondas no livro [2], de acesso gratuito na *internet* (*open source*).

Os corpos oscilantes

Um dos processos para absorção da energia das ondas é com corpos oscilantes (em geral flutuantes). É sabido que a potência se pode representar como o produto duma força e uma velocidade. Neste caso, a força e a velocidade deverão ser em relação a um referencial fixo, por exemplo o fundo do mar ou uma estrutura fixa (quebra-mar ou outra). A Fig. 1 representa esquematicamente uma bóia que pode oscilar verticalmente e que está ligada ao fundo por um sistema de amarração rígido ou tenso que compreende um dispositivo de conversão de energy (*power take-off* ou PTO em língua inglesa). Este dispositivo pode ser um gerador eléctrico especial de tipo linear (translação em vez de rotação), um sistema hidráulico de óleo ou água a alta pressão, ou um sistema mecânico mais ou menos complexo. Pode estar localizado no fundo de mar ou no interior da própria bóia. A potência absorvida pelo PTO é dada pelo produto da velocidade da bóia e da força exercida no PTO. Interessa especialmente o valor médio da potência absorvida, que será nulo se o PTO for perfeitamente rígido (não permite oscilação da bóia) ou se não exercer qualquer força (bóia oscilando livremente). A energia absorvida será máxima para um valor intermédio da rigidez do PTO.

Mas a potência média não depende apenas do PTO. Depende também da forma e dimensão da própria bóia. A modelação teórica mostra que a energia absorvida é máxima quando existe ressonância [1]. Na ausência de ondas incidentes, se a bóia for afastada da sua posição de equilíbrio e largada, ficará a oscilar (oscilações amortecidas) com uma frequência – a sua frequência própria. A capacidade de extrair energia das ondas será máxima quando a frequência própria da bóia for próxima da frequência das ondas. Dito por outras palavras, quando o sistema estiver em ressonância com as ondas. Infelizmente, nem tudo é tão simples. Por um lado, para as frequências típicas do oceano (da ordem de 0,1 Hz correspondente ao período

de 10 s), a ressonância exige bóias de grandes dimensões. Por exemplo, para a esfera semi-submersa da Fig. 1 ter frequência própria de 0,125 Hz (período de 8 s), o seu diâmetro deve ser de cerca de 34 m. Por outro lado, no oceano, as ondas reais não são caracterizadas por uma frequência única mas por um espectro. Isto dificulta ou impossibilita a ressonância.

A Fig. 1 representa um corpo que oscila verticalmente. Há sistemas em que o movimento oscilatório é de rotação em torno dum eixo horizontal localizado perto do fundo ou numa estrutura assente no fundo. Os sistemas de energia das ondas de tipo corpo oscilante envolvem problemas teóricos e práticos de controlo de grande complexidade que continuam em investigação. A Fig. 2 mostra o conversor, de oscilação essencialmente vertical, desenvolvido pela empresa sueca Corpower em que um sistema engenhoso associado ao PTO e o seu controlo permitem um bom desempenho sem que as dimensões da bóia sejam incomportavelmente grandes.

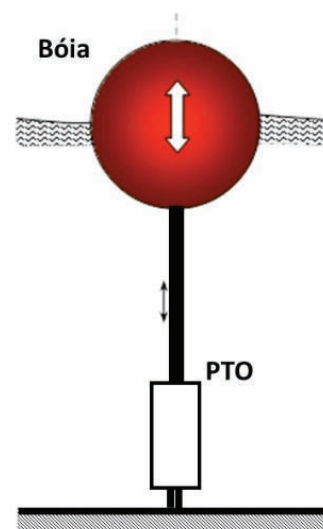


Figura 1 - Representação esquemática dum dispositivo de corpo oscilante.

A utilização de um corpo oscilante único que reage em relação ao fundo levanta problemas de engenharia se a profundidade da água for superior a cerca de dez ou quinze metros. Pode então ser preferível um dispositivo constituído por dois corpos com frequências próprias diferentes que oscilam um em relação ao outro. Neste caso, a amarração ao fundo é necessária apenas para evitar que o dispositivo entre em deriva e se afaste excessivamente da sua zona de localização. A Fig. 3 representa esquematicamente um sistema de dois corpos. O movimento relativo de um corpo em relação ao outro pode ser de translação (como na Fig. 3) ou de rotação (articulação). Tendo os dois corpos frequências de ressonância diferentes, podem cobrir, em condições próximas de ressonância, uma gama mais larga de frequências na distribuição espectral das ondas. A Fig. 4 representa

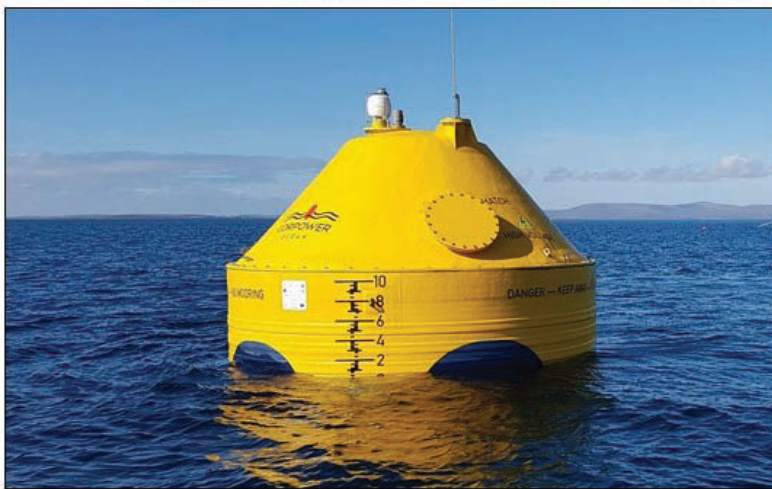


Figura 2 - Dispositivo *Resonant Wave Energy Converter* (fotografias cedidas pela empresa CorPower).

um dos dispositivos *PowerBuoy* (EUA), com potência de 40 kW, instalados em 2008 junto à costa em Santoño, no norte de Espanha.

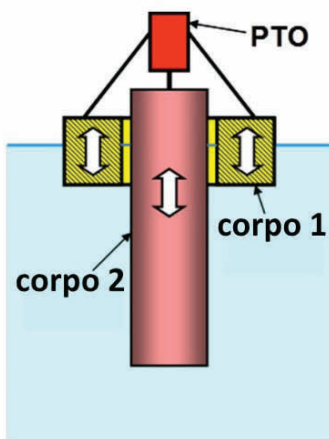


Figura 3 - Representação esquemática de um dispositivo de dois corpos oscilantes.

Dispositivos de coluna de água oscilante com estrutura fixa

A oscilação de um corpo pode ser substituída pela oscilação de uma massa de água equivalente, o que tem vantagens evidentes [3]. Naturalmente, a água tem que estar contida numa estrutura oca, com uma abertura para o mar na sua parte submersa. É esta a disposição da Fig. 5 que representa, em corte por um plano longitudinal, a central de ondas construída na ilha do Pico, Açores. Por acção das ondas, a superfície livre da água no interior da câmara oscila como se fosse um êmbolo, e alternadamente comprime e expande o ar, que é forçado a atravessar, alternadamente num e no outro sentido, uma turbina de tipo especial.

Põe-se por vezes a questão sobre se a turbina deve ser de ar, como representado na Fig. 5, ou hidráulica mergulhada na própria coluna de água. É fácil chegar a uma conclusão. Seja $p + p_{at}$ a pressão na câmara, em que p_{at} é a pressão atmosférica e p (alternadamente positivo e negativo) é a oscilação de pressão. Se esta queda de pressão p for convertida em energia cinética por unidade de massa de fluido, obtém-se uma velocidade V que é dada pela clássica equação de Bernoulli $V = \sqrt{2gp/\rho}$, em que g é a aceleração da gravidade e ρ é a massa específica do fluido. Como essa massa específica é cerca de 800 vezes menor para o ar em comparação com a água, é fácil concluir que a mesma queda de pressão p permitiria obter uma velocidade que é $\sqrt{800} = 28,3$ vezes maior no ar do que na água. Num dispositivo de coluna de água oscilante, uma turbina de ar será muito



Figura 4 - Conversor de dois corpos oscilantes *PowerBuoy* (EUA) instalado em Santoño, norte de Espanha.

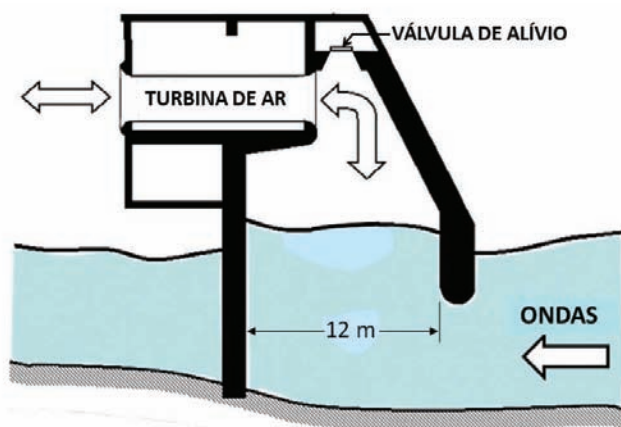


Figura 5 - Corte longitudinal da central de energia das ondas da ilha do Pico, Açores.

menor e muito mais rotativa do que uma turbina hidráulica. Na realidade, a velocidade de rotação da turbina de ar é da ordem de mil rotações por minuto, o que permite um accionamento directo dum gerador eléctrico convencional.

A Fig. 6 representa uma vista posterior da central de coluna de água oscilante construída, no âmbito dum projecto europeu, na ilha do Pico, arquipélago dos Açores. Foi, a nível mundial, a primeira central de ondas projectada e construída para abastecer permanentemente uma rede eléctrica. Embora se tratasse dum consórcio europeu, o projecto da central e respectivo equipamento foi essencialmente obra de parceiros portugueses. A central foi concluída em 1999 e funcionou até 2018, embora por vezes com longas intermitências devidas a reparações, substituições de equipamento, etc. A Fig. 7 mostra o grupo turbina de ar e gerador eléctrico de 400 kW.



Figura 6 - Vista posterior da central de energia das ondas da ilha do Pico.

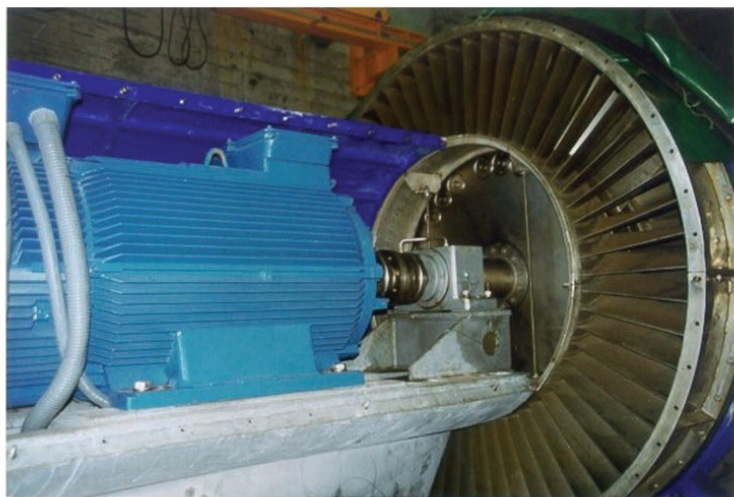


Figura 7 - Grupo turbina-gerador da central da ilha do Pico, com parte das condutas de ar removidas.

A central do Pico desempenhou um papel pioneiro importante, incluindo como infraestrutura de investigação, mas não foi um sucesso do ponto de vista económico. A estrutura de betão foi excessivamente dispendiosa, o que se explica em parte pela localização remota e o método de construção adoptado. A integração de múltiplos sistemas de coluna de água oscilante num quebra-mar de protecção dum porto é mais interessante: os custos da estrutura são partilhados, e o acesso para instalação e manutenção de equipamento é muito facilitado. Esta combinação foi adoptada na construção dum quebra-mar no porto de Mutriku, no País Basco, no qual foram integrados 16 sistemas de coluna de água oscilante equipados com turbinas de ar (os equipamentos foram instalados em 2012), Fig. 8. Esta con-

cepção foi replicada em maior escala em Itália, com 124 câmaras integradas num quebra-mar no porto de Civitavecchia (perto de Roma), Fig. 9. Embora a construção do quebra-mar tenha sido concluída em 2016, apenas um grupo turbina-gerador foi instalado até agora. Está prevista a construção de outros quebra-mares, com aproveitamento de energia das ondas, em Itália e outros países.

Dispositivos de coluna de água oscilante com estrutura flutuante

A integração de sistemas de coluna de água oscilante em quebra-mares de protecção portuária é um nicho de mercado interessante, mas é obviamente insuficiente para a produção de energia em larga escala. Para isso, será necessário recorrer à localização *offshore* de sistemas flutuantes, com a dupla vantagem do maior espaço disponível no mar e o maior nível energético do recurso (menos afectado por dissipação no fundo e rebentação). Em tais casos, a estrutura que aloja a coluna de água oscilante é flutuante.



Figura 8 - Central de ondas com 16 OWC integradas num quebra-mar do porto de Mutriku, País Basco.



Figura 9 - Quebra-mar do porto de Civitavecchia, Itália, integrando 124 OWC.

Em língua inglesa, uma *spar buoy* é uma bóia cilíndrica de (relativamente) pequeno diâmetro e grande comprimento, submersa verticalmente na sua maior parte. A estabilidade nas ondas justifica a sua utilização como bóia para medições oceanográficas, e também, com muito maiores dimensões, como suporte flutuante de turbinas eólicas *offshore*. Esta configuração é adoptada, para a energia das ondas, na OWC *spar-buoy*, representada esquemáticamente na Fig. 10, juntamente (para comparação) com um conversor de dois corpos oscilantes de forma semelhante. Na OWC *spar-buoy*, o corpo interior é substituído por uma massa de água equivalente, com óbvias vantagens práticas. Pela sua configuração, o movimento oscilatório da OWC *spar-buoy* é essencialmente vertical (em engenharia naval diz-se arfagem). Pequenas OWC *spar-buoys* foram desenvolvidas no Japão na década de 1960 para sinalização marítima abastecida por energia das ondas, e são ainda comercializadas. Este conceito, com muito maiores dimensões, foi dos primeiros a despertar a atenção de equipas de investigação interessadas na produção de energia eléctrica em grande escala. Este interesse foi reactivado em Portugal, no IST, na última década, com estudos teóricos e ensaios em

modelo reduzido, nalguns casos com apoio de projectos europeus (Fig. 11). Com base nestes estudos, a empresa espanhola OCEANTEC (actualmente IDOM) construiu um modelo grande (escala cerca de 1:3), Fig. 12, que foi ensaiado com sucesso, no âmbito do projecto europeu OPERA (2015-19), ao largo da costa do País Basco. A bóia foi equipada com uma turbina de ar de tipo especial (dita turbina biradial) patenteada e desenvolvida no IST, e construída em Portugal.

Uma outra concepção para a coluna de água de estrutura flutuante é conhecida pela designação em língua inglesa de *Backward-Bent-Duct Buoy* (sigla BBDB), Fig. 13. A BBDB foi concebida e patenteada em 1986 pelo pioneiro japonês Yoshio Masuda (1925-2009). A estrutura tem a configuração duma barça, e a conduta no interior da qual oscila a “coluna” de água tem a forma da letra L. O conversor deve estar orientado na direcção de propagação da onda incidente, como um navio que enfrenta as ondas. Contra o que seria intuitivo, o melhor desempenho verifica-se quando a abertura está virada para a costa (e não para as ondas que se aproximam), o que explica a designação em língua inglesa. A BBDB comporta-se nas ondas como uma barça, com três modos de oscilação que intervêm no seu desempenho: vertical (arfagem), horizontal (pulsação) e angular (cabeceio). A BBDB tem sido estudada em vários países da Europa, Ásia e EUA, com espeial relevo para a Irlanda. Um modelo à escala 1:4 foi testado em 2011 na baía de Galway (costa ocidental da Irlanda) no âmbito do projecto europeu CORES, tendo a turbina de ar sido projectada no IST e construída em

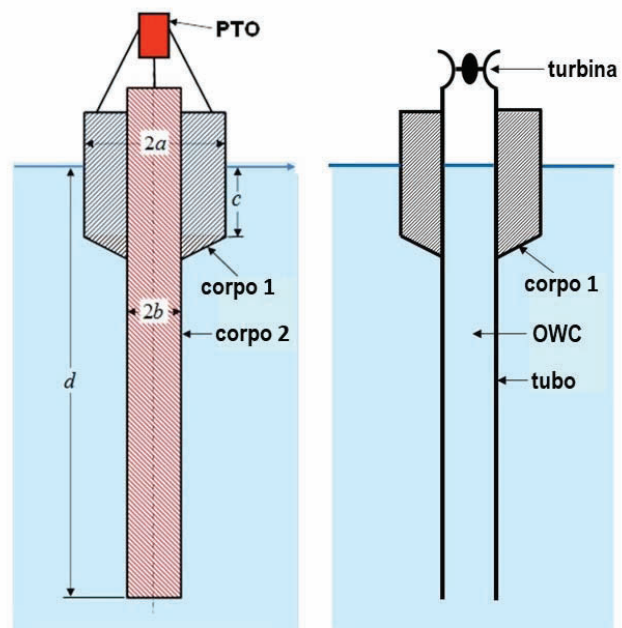


Figura 10 - Comparação entre *spar-buoy* de dois corpos oscilantes (esquerda) e OWC *spar-buoy* (direita).



Figura 11 - Ensaio, em tanque de ondas da Universidade de Plymouth, Reino Unido, de modelo à escala 1:35 de OWC *spar-buoy* desenvolvida no IST (2017).

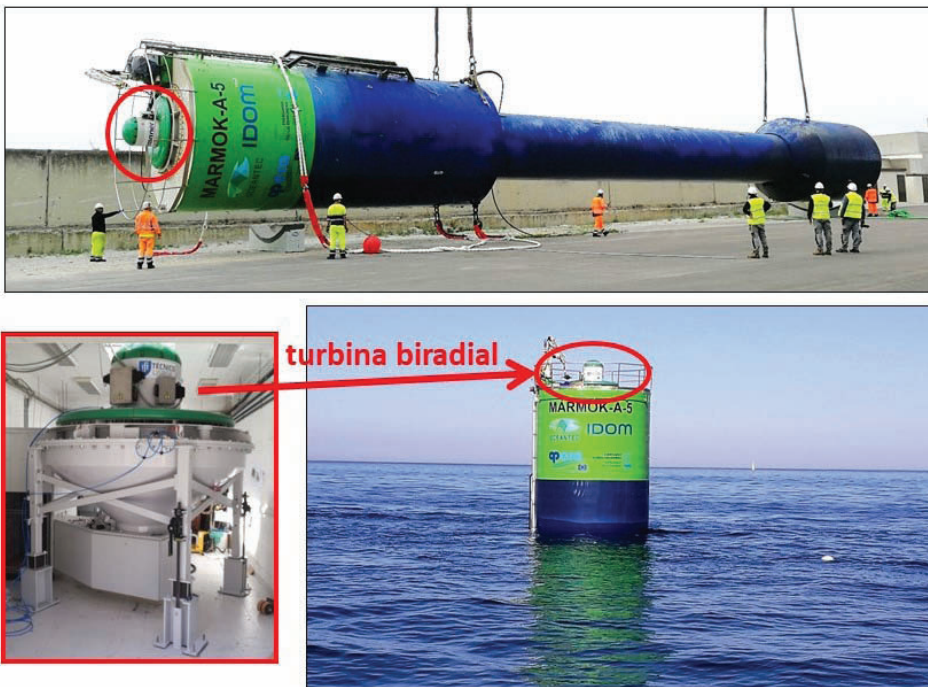


Figura 12 - Dispositivo OWC *sparbuoy* ensaiado em 2018-19 ao largo da costa do País Basco. A turbina de ar foi desenvolvida no IST.

do sistema até aos equipamentos de conversão de energia. Muitos destes equipamentos tinham já sido desenvolvidos para outras aplicações e necessitaram apenas de adaptações. É o caso das amarrações dos sistemas flutuantes, que são também usadas em navios e em plataformas da indústria petrolífera *offshore*. É também o caso de geradores eléctricos rotativos e de sistemas hidráulicos de óleo a alta pressão. Noutros casos, foi necessário desenvolver novos tipos de equipamentos. É o caso de geradores eléctricos lineares (translação em vez de rotação) e das turbinas de ar para escoamento bidireccional que equipam os sistemas de coluna de água oscilante [3]. O IST especializou-se, desde a década de oitenta do século passado, no desenvolvimento

Portugal (Fig. 14). Um protótipo, OE35, com 826 toneladas de deslocamento e potência instalada de 1 MW, desenvolvido pela empresa irlandesa OceanEnergy, foi recentemente construído em Portland, estado de Oregon, e rebocado para a ilha de Oahu, Hawaii, onde ficará em ensaios com ligação à rede da ilha (Fig. 15). O conversor BBDB tem menor calado e não necessita de águas tão profundas como a OWC *spar-buoy*.

Equipamentos

Para que o aproveitamento da energia das ondas seja possível com viabilidade técnico-económica, tem sido necessário um importante esforço de investigação e desenvolvimento multidisciplinar e internacional, desde a concepção

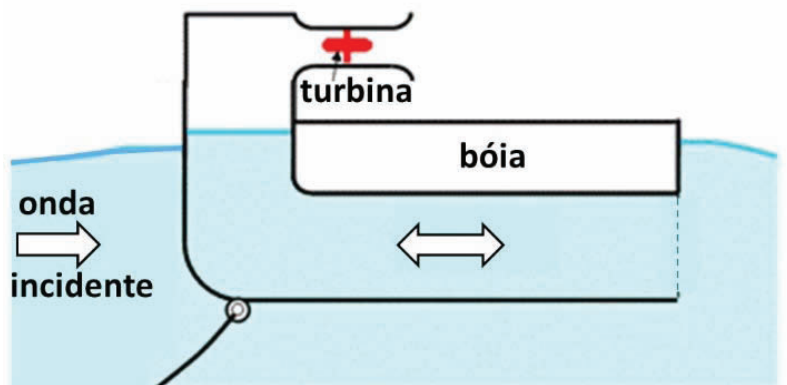


Figura 13 - Representação esquemática do dispositivo BBDB (*Backward Bent Duct Buoy*).



Figura 14 - Modelo de BBDB à escala 1:4 em ensaios ba baía de Galway, Irlanda, em 2011 (projecto europeu CORES). A turbine foi projectada no IST e fornecida por Portugal (fotografia disponibilizada por Kymaner Lda).

deste tipo de turbinas e na criação de infraestruturas laboratoriais para as ensaiar, tornando-se um parceiro desejado em muitos projectos internacionais (Figs. 12,14).

são muito pouco eficientes em mar real. A construção e ensaio dum protótipo em condições reais implica um grande investimento, da ordem de milhões de euros. Essa fase de desenvolvimento deve ser precedida de modelação teórica e de ensaios laboratoriais em modelo reduzido em canal ou tanque de ondas.

A modelação teórica de dispositivos de energia das ondas iniciou-se por volta de 1975, com base em conhecimentos existentes, desenvolvidos para o estudo de navios e estruturas flutuantes em mar ondoso. Nesse esforço participaram matemáticos aplicados, físicos teóricos e engenheiros de vários países. Isso foi feito com base na clássica teoria linear das ondas de superfície, envolvendo a introdução de coeficientes hidrodinâmicos, para cuja determinação existe, desde há cerca de trinta

anos, *software* disponível, baseado no chamado método dos elementos de fronteira (*boundary element method* ou BEM). Este corpo de teoria foi sistematizado no livro [5] da autoria dum dos pioneiros destes estudos. Mais recente-



Figura 15 - Protótipo OE35 de BBDB, com potência de 1 MW. À esquerda, no estaleiro em Portland, Oregon; à direita, à saída do estaleiro, a caminho do Hawaii [4].

Modelação

Nas últimas décadas, o desenvolvimento das turbinas eólicas de eixo horizontal processou-se primeiramente com máquinas relativamente pequenas e evoluiu gradualmente, sem grandes alterações conceptuais, até às grandes turbinas com potências que se aproximam de 10 MW e diâmetros que atingem mais de 160 m. Para a mesma velocidade do vento, a potência da turbina é aproximadamente proporcional à área circular varrida pelas pás.

Isto está longe de se verificar na tecnologia de energia das ondas. A condição de ressonância tem como consequência que, para ser eficaz, o dispositivo deve ter uma dimensão relacionada com comprimento de onda: pequenos dispositivos

mente, têm sido aplicados métodos computacionais mais realistas (conhecidos como *Computational Fluid Dynamics* ou CFD), mas de aplicação muito mais pesada.

Os resultados da modelação numérica devem ser validados por ensaios com modelo reduzido em canal ou tanque de ondas, com escalas que variam desde cerca de 1:100 (em canais de ondas relativamente pequenos) até cerca de 1:10 nos maiores tanques de ondas. Naturalmente o custo do ensaio aumenta com a escala. A Comissão Europeia estabeleceu o programa, MARINET de apoio financeiro para acesso a alguns grandes tanques de ondas na Europa, de modo a viabilizar ensaios de modelos de conversores de energia das ondas.

Conclusões

As ondas constituem um abundante recurso energético renovável cujo aproveitamento em condições de viabilidade técnica e económica se verificou ser difícil e requerer um grande esforço de inovação e investigação. Muitos têm sido os conceitos desenvolvidos nas últimas quatro décadas, uma grande parte dos quais ficaram pelo caminho, incluindo alguns que tinham atingido a fase de protótipo. Mas, como na vida, se uns morrem outros nascem, aprendendo-se muitas vezes com os erros do passado. O número de equipas, muitas das quais em universidades, que se empenham em vencer este desafio tem vindo crescer marcadamente nos últimos anos. Neste artigo, procurou-se dar uma visão das linhas de desenvolvimento das tecnologias, com referência especial a alguns conceitos e dispositivos que se afiguram mais promissores, e ao papel desempenhado por instituições portuguesas.



António Falcão, é Professor Cate-
drático Emérito do Instituto Superior
Técnico da Universidade de Lisboa,
e membro do IDMEC (Instituto de
Engenharia Mecânica). É licencia-
do em Engenharia Mecânica pelo
IST e doutorado pela Universida-
de de Cambridge. É membro da
Academia Portuguesa de Engenharia.

Foi-lhe atribuída, em 2017, pelo Ministro da Ciência,
Tecnologia e Ensino Superior, a Medalha de Mérito
Científico. É um dos pioneiros na Europa na con-
versão da energia das ondas, tendo participado em
muitos projectos nacionais e europeus.

Referências

- [1] A. F. de O. Falcão, “Wave energy utilization: a review of the technologies”, *Renewable and Sustainable Energy Reviews* 14, 899-918 (2010)
- [2] A. Pecher e J. P. Kofoed (editores) “Handbook of Ocean Wave Energy”, Springer Open (2017) (<https://link.springer.com/book/10.1007/978-3-319-39889-1>)
- [3] A.F.O. Falcão e J.C.C. Henriques “Oscillating-water-column wave energy converters and air turbines: A review”, *Renewable Energy* 85, 1391-1424 (2016)
- [4] OceanEnergy (<https://oceanenergy.ie/>)
- [5] J. Falnes “Ocean Waves and Oscillating Systems. Linear Interactions Including Wave-energy Extraction”, Cambridge University Press, Cambridge (2002)

O método da reflexão sísmica na investigação dos oceanos

Luis Matias¹, Álvaro Peliz¹, Leonardo Azevedo²

¹ Instituto Dom Luiz, Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa, Campo Grande, Edifício C8, 1749-016 Lisboa

² CERENA/DECivil, Instituto Superior Técnico (IST), Universidade de Lisboa, Av. Rovisco Pais 628, 1049-001 Lisboa

lmatias@fc.ul.pt

Resumo

Os oceanos têm um papel superlativo na regulação do sistema climático, para além da sua importância no ciclo hidrológico ou na manutenção da biosfera. A estrutura estática e dinâmica dos oceanos é o objeto dos oceanógrafos físicos que o investigam em profundidade com sondagens afastadas de alguns quilómetros. O método de reflexão sísmica, que usa as leis da ótica geométrica e ondulatória na propagação do som em meios fluidos, permite obter imagens da estrutura dos oceanos com um espaçamento horizontal que pode chegar a poucos metros.

Introdução

Os oceanos, contendo 97 % de toda a água no planeta Terra, têm um papel fundamental no ciclo hidrológico através da sua interação com a Atmosfera. As correntes oceânicas, transportando energia das regiões equatoriais para as latitudes elevadas, têm um importante papel regulador no clima. Dada a sua imensa capacidade calorífica, estima-se hoje em dia que 90 % da energia resultante do aquecimento global está a ser armazenada nos oceanos, sobretudo nas camadas até aos 2000 m de profundidade. Uma expressão do aquecimento dos oceanos é a elevação do nível do mar, sobretudo devida à expansão térmica da água.

Os oceanos podem também ser encarados como um sistema físico que recebe energia do Sol diretamente ou através da atmosfera, dos ventos, e da interação gravítica (marés e variações de pressão), ver [1]. Esta energia alimenta a circulação oceânica, mas tem de ser dissipada de forma a se ter um equilíbrio energético. Essas perdas não podem ser apenas por arrefecimento superficial pelo contacto com a atmosfera, devendo haver outras formas de dissipação de energia. De facto, nos oceanos existe um complexo mecanismo de transferência de energia a diversas escalas, desde a escala longa (> 1 000 km), passando

do pela mesoescala (~100 km), pela pequena escala (~ 1 m) à microescala (~1 cm ou menor) com processos de dissipação associados a cada uma delas.

A par com as correntes a caracterização física dos oceanos é feita recorrendo a duas grandezas básicas, a temperatura (T) e a salinidade (S), uma vez que estas largamente determinam a densidade e as suas propriedades termodinâmicas. Para o oceanógrafo importa conhecer a variação destas grandezas com a pressão (P) ou profundidade (Z) ao longo do tempo, e a diferentes escalas. A medição destas grandezas (direta ou indiretamente) é feita por dispositivos vários que essencialmente as amostram diretamente em profundidade em pontos deslocados no espaço (tipicamente mais de 2 km) e afastados no tempo (tipicamente de várias horas). É aqui que intervém o método de reflexão sísmica, como uma ferramenta que permite inferir a estrutura em profundidade dos oceanos com um espaçamento horizontal de poucas dezenas de metros e de forma quase sinótica (com poucos minutos de intervalo).

Neste artigo iremos mostrar como as leis da ótica geométrica e ondulatória são aplicadas pelo método de reflexão sísmica na investigação da estrutura termohalina (*termo* de temperatura e *halina* de salinidade) dos oceanos.

O método de reflexão sísmica, aquisição

No oceano a aquisição sísmica é feita por um navio que se desloca tipicamente a uma velocidade de 5 nós (9,3 km/h ou 2,6 m/s). O navio emite som (por exemplo, disparos de ar comprimido) a intervalos regulares (~ 50 m ou inferiores). O som propagado (i.e. refletido e transmitido na água do oceano) é registado em hidrofones que são rebocados em cabos, que podem ser vários e atingir comprimentos de 10 km. O espaçamento entre hidrofones é tipicamente de 25 m. A investigação académica é feita com menos recursos, com apenas um cabo cujo comprimento varia de 600 m a 6 km, por exemplo (Figura 1a).

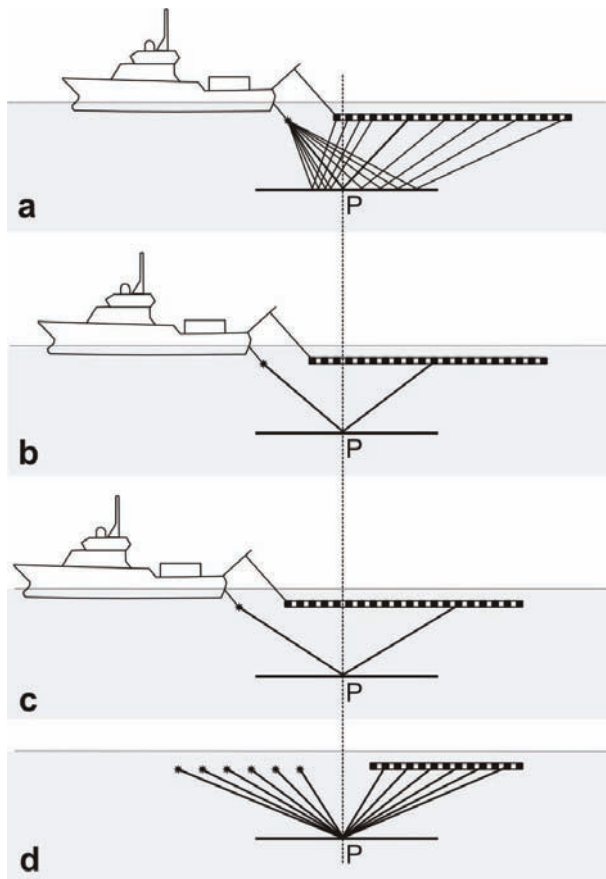


Figura 1 - Representação da aquisição de um perfil sísmico no oceano e ilustração do arranjo em ponto médio comum (ou CMP de *Common Mid Point*). a) ilustra-se o registro de um disparo por um conjunto de hidrofones (retângulos a cheio). Apenas alguns raios são traçados. O esquema mostra que o espaçamento entre pontos refletores é metade do espaçamento entre hidrofones. b) e c) mostram o trajeto dos raios que iluminam o ponto P com dois disparos consecutivos. d) reunindo todos os registros nos hidrofones que iluminam o mesmo ponto médio, o ponto P, obtemos o arranjo em CMP usado no processamento do perfil sísmico.

A propagação das ondas sonoras no oceano segue as leis da ótica geométrica e ondulatória, reguladas pela velocidade de propagação das ondas no oceano. Esta velocidade (ou mais propriamente rapidez) na água depende das 3 grandezas da oceanografia física referidas antes, T , S e P para temperatura, salinidade e pressão. Esta relação é conhecida e é descrita por equações de estado. Num oceano ideal, formado apenas por uma massa de água, a rapidez do som diminui inicialmente com a profundidade para aumentar depois. Existe por isso nos oceanos um canal de baixa rapidez do som que se designa por SOFAR (de *SOund Fixing And Ranging*). No oceano real existem diferentes massas de água sobrepostas e interagindo entre si por processos de mistura dando origem a variações na estrutura termohalina e por isso a variações na rapidez do som. O som emitido pelo navio de aquisição sísmica pode ser por isso refletido e refratado nas superfícies em que há essas variações.

Por simplicidade vamos considerar os fenómenos óticos que ocorrem em meios com propriedades homogêneas, separados por superfícies de descontinuidade horizontais. Quando temos apenas uma camada no oceano sobrejacente a um semi-espaço infinito, o som emitido pela fonte pode seguir 4 trajetórias diferentes, o da onda direta, o da onda refletida, o da onda refratada ou transmitida e o da onda refratada criticamente (Figura 2).

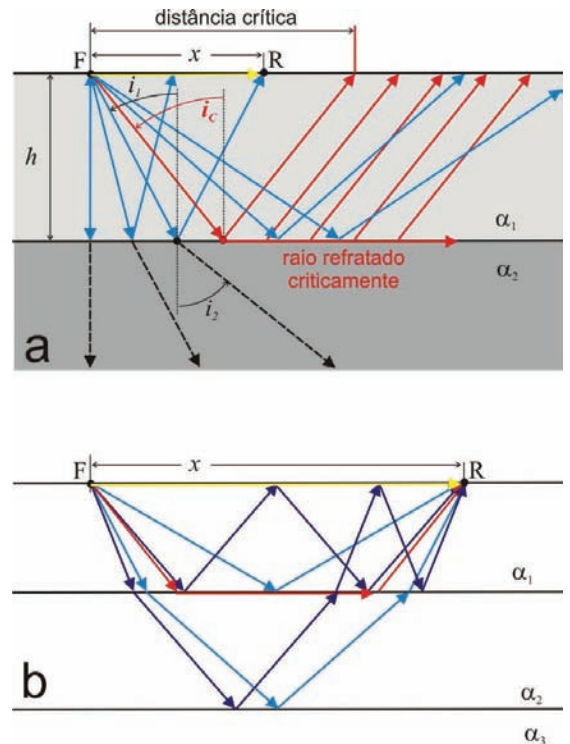


Figura 2 - Ilustração dos raios principais que se propagam num meio a partir duma fonte acústica à superfície. Nestes esquemas x representa a distância entre a fonte (F) e o recetor (R), *offset* em Inglês e de forma abreviada, α representa a rapidez do som em cada meio e h a espessura da 1.ª camada. a) a azul representam-se os raios refletidos, a negro os raios refratados para o meio 2, a amarelo a onda direta e a vermelho os raios refratados criticamente. Estes apenas se podem formar depois da distância crítica, quando a incidência se faz sob o ângulo crítico i_c . A lei de Snell-Descartes é ilustrada pelos ângulos de incidência e emergência i_1 e i_2 . b) num meio com várias camadas vamos ter várias ondas refletidas e refratadas, mas podemos ter também a geração de múltiplos, aqui representados a azul mais escuro. As restantes ondas têm o mesmo código de cores de (a).

A onda direta, como o nome indica, é aquela que viaja diretamente da fonte para o recetor. Se for t o tempo de percurso da onda, x a distância entre a fonte e o recetor (que passaremos a designar por *offset*) e α_1 a rapidez do som no meio 1, então o tempo de percurso da onda direta vem dado por

$$t_D(x) = \frac{x}{\alpha_1} \quad (1)$$

Graficamente teremos uma reta que passa na origem com um declive de α_1^{-1} .

Se for h a profundidade a que está a superfície de descontinuidade, é fácil mostrar que o tempo de percurso da onda refletida na interface entre os 2 meios vale

$$t_R^2(x) = \frac{4h^2}{\alpha_1^2} + \frac{x^2}{\alpha_1^2} = t_0^2 + \frac{x^2}{\alpha_1^2} \quad (2)$$

Esta é a equação duma hipérbole que intersesta o eixo dos XX no ponto $t_0 = 2h/\alpha_1$ e que tem como assíntota a onda direta. t_0 representa o tempo de ida e volta (tempo duplo) da fonte ao refletor, medido exatamente na vertical da fonte acústica.

A refração do som no oceano obedece à lei de Snell-Descartes

$$\frac{\sin i_1}{\alpha_1} = \frac{\sin i_2}{\alpha_2} \quad (3)$$

onde i_1 e i_2 são os ângulos de incidência respectivamente nos meios 1 e 2, e α_1 e α_2 representam a rapidez do som em cada um dos meios (Figura 2a). No meio simples indicado na Figura 2a a onda refratada não regressa à superfície, não sendo por isso registada, a não ser na situação em que a rapidez do semi-espaço é maior que a do meio superior. Nestas condições o raio no semi-espaço afasta-se da vertical quando o ângulo de incidência aumenta, até ocorrer a incidência crítica, quando é refratado com um ângulo de 90° , seguindo paralelo à interface (Figura 2a). O ângulo de incidência para o qual esta situação ocorre designa-se por ângulo crítico e a sua expressão obtém-se facilmente a partir da lei de Snell-Descartes fazendo $i_2 = 90^\circ$

$$\sin i_c = \frac{\alpha_1}{\alpha_2} \quad (4)$$

Este raio que se propaga paralelamente à descontinuidade com rapidez do meio inferior (mais rápido) tem a particularidade de radiar energia em direção à superfície com raios cujo ângulo de emergência é idêntico ao ângulo de incidência crítica (Figura 2). Estes raios designam-se por refratados criticamente (ou *head-waves* na nomenclatura Inglesa). Eles apenas ocorrem para *offsets* iguais ou superiores à distância crítica, ponto em que o tempo de chegada coincide com o da onda refletida. A dedução do tempo de percurso é um pouco mais complexa, mas decorre apenas da geometria do raio, escrevendo-se,

$$t_{hw}(x) = \frac{2h\sqrt{\alpha_2^2 - \alpha_1^2}}{\alpha_1\alpha_2} + \frac{x}{\alpha_2} \quad (5)$$

$$\text{para } x \geq x_c \quad x_c = 2h \frac{\alpha_1}{\sqrt{\alpha_2^2 - \alpha_1^2}}$$

Nesta equação x_c representa a distância crítica. Esta equação corresponde a uma reta com declive α_2^{-1} e com uma interseção na origem dada por

$$t_l = \frac{2h\sqrt{\alpha_2^2 - \alpha_1^2}}{\alpha_1\alpha_2} \quad (6)$$

Para um meio com mais do que uma camada horizontal existem expressões analíticas para as sucessivas ondas refratadas criticamente, mas não para as ondas refletidas. Para estas, mostra-se que para pequenos ângulos de incidência (incidência quase vertical), a onda refletida na fronteira entre o meio n e o meio $n+1$ vale

$$t_{R,n}^2(x) = t_{0,n}^2 + \frac{x^2}{\alpha_{RMS,n}^2} \quad \text{com} \quad \alpha_{RMS,n}^2 = \frac{\sum_{i=1}^n \alpha_i^2 t_i}{\sum_{i=1}^n t_i} \quad (7)$$

Nestas expressões, $t_{0,n}$ é o tempo total de propagação na vertical (tempo duplo ou de ida e volta ao refletor) e t_i é o tempo de propagação na vertical no interior da camada i . A forma desta equação continua a ser uma hipérbole.

Para além das ondas mais simples já descritas, num meio estratificado podem ocorrer ainda reflexões múltiplas (Figura 2b). O coeficiente de reflexão da superfície do oceano é praticamente 1 (em módulo), sendo função da rugosidade deste (ondas e vagas).

O gráfico do tempo de percurso para as diversas ondas descritas anteriormente encontra-se na Figura 3a. O eixo vertical do tempo encontra-se invertido por ser essa a direção da investigação pelo método de reflexão, determinar a estrutura em profundidade. Uma vez que as ondas para serem registadas à superfície precisam de ter um trajeto descendente e outro ascendente, as ordenadas do gráfico são referenciadas em tempo de ida-e-volta ou tempo duplo.

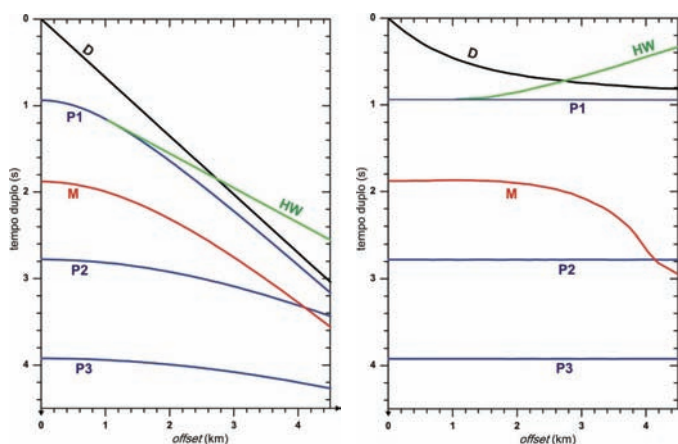


Figura 3 - Representação das curvas do tempo de propagação de várias ondas em função do *offset*. O modelo de propagação é formado por 3 camadas sobre um substrato com rapidez do som crescente. D - Onda direta, P1, P2, P3 - ondas primárias refletidas em 3 descontinuidades, HW - onda refratada criticamente na base da 1.^a camada, M - onda refletida três vezes, duas na base da 1.^a camada e uma vez à superfície. Uma vez que o método de reflexão tem por objetivo o estudo do interior da Terra, o eixo dos tempos é representado de cima para baixo. Como as ondas que se registam à superfície se propagam 1.^o de cima para baixo e depois de baixo para cima, o tempo de percurso designa-se por tempo de ida-e-volta ou tempo duplo. a) representação do tempo de percurso das várias ondas consideradas. As ondas refletidas, as que interessam na obtenção dos perfis sísmicos, não são as ondas que chegam em 1.^o lugar e encontram-se mascaradas por outras ondas e também perturbadas pelo ruído. b) Para reforçar as ondas refletidas em detrimento do ruído e das restantes ondas, aplicam-se aos dados agrupados em CMP (Fig. 1d) uma correção ponto a ponto, a correção NMO. As ondas refletidas ficam alinhadas com o mesmo tempo da sua incidência vertical na origem. Adicionando os traços no *stack* num único obtemos o reforço das ondas refletidas como desejado. Fazendo este processo para todos os CMPs obtemos o perfil sísmico *stack*.

Enquanto que num oceano apenas se podem propagar ondas longitudinais, do tipo P, nos meios sólidos podem-se propagar também ondas de volume transversais (ondas S) e também ondas superficiais. Podemos ainda ter conversão de ondas P em S ou de S em P em cada reflexão que ocorra numa descontinuidade, o que complica bastante os gráficos análogos ao da figura 3a.

Pela geometria de aquisição sísmica (Figura 1a a 1c) podemos verificar que cada ponto dum refletor é amostrado por vários raios com diferentes ângulos de incidência e diferentes *offsets* (Figura 1d). O método de reflexão sísmica usa esta

multiplicidade para reforçar a energia refletida primária, atenuando todas as outras ondas e também o ruído, inerente a todo o processo de registo sísmico.

O método de reflexão sísmica, processamento

O primeiro estágio de processamento sísmico consiste em atenuar as frequências da componente do sinal que são ruído, corrigir as amplitudes das ondas refletidas para o fenómeno de divergência esférica e adicionar a localização geográfica da aquisição aos dados.

Numa segunda etapa de processamento, o 1.º passo para reforçar as ondas refletidas em detrimento do restante sinal adquirido consiste em agrupar os traços sísmicos pertencentes ao mesmo ponto médio (idêntico ao ponto refletor comum para refletores horizontais, ver Figura 1d). Trata-se do arranjo em CMP de *Common Mid Point*. É fácil perceber que o espaçamento entre CMP é metade do espaçamento dos recetores (Figura 1a) e que o número de traços a agrupar (multiplicidade) depende da relação entre o espaçamento das fontes e o espaçamento dos recetores.

Em seguida aplicamos uma correção a cada ponto de cada traço usando a equação (7) (tendo uma boa estimativa das velocidades médias de propagação) de forma a alinhar na horizontal tudo o que é reflexão primária pelo tempo duplo, desalinhand o resto (Figura 3b). Este passo designa-se por correção NMO de *Normal Move-Out*. Por fim, adicionam-se horizontalmente todos os traços para obter um único, é a soma ou *stack*. Neste traço final as reflexões ficam reforçadas, o ruído aleatório atenua-se com $1/\sqrt{N}$ (sendo N o número de traços somados) e todas as outras ondas se atenuam também relativamente à onda refletida primária.

Juntando todos os traços CMP após o *stack* obtemos um perfil sísmico que traduz de forma muito aproximada a geometria das superfícies refletoras. Este perfil pretende representar aquele que seria obtido por uma geometria de aquisição em que a fonte e o recetor estivessem colocados na mesma posição e verticalmente posicionados sobre o ponto refletor. Apenas a energia refletida perpendicularmente aos refletores pode ser registada com esta geometria (Figura 4), exatamente o que se pretende com o processamento descrito antes de forma simples.

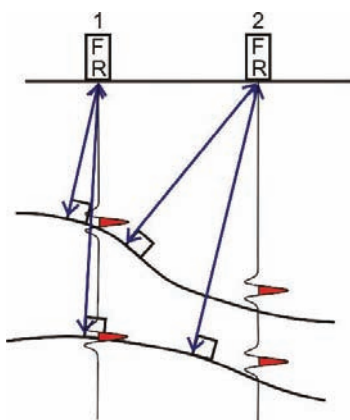


Figura 4 - Após o processamento básico obtemos um perfil sísmico *stack*. Cada traço (a vermelho) representa a energia refletida que seria obtida se a fonte (F) e o recetor (R) estivessem exatamente na mesma posição. Pelas leis da ótica, apenas a energia refletida na perpendicular dos refletores pode ser registada. A figura mostra de forma esquemática 2 traços sísmicos resultantes da aplicação do método de reflexão sísmica ao meio ilustrado com 2 refletores irregulares.

Para compreender as imagens obtidas e ver a necessidade de mais um passo de processamento, temos de recorrer à ótica ondulatória, nomeadamente ao princípio de Huyghens: quando um ponto dum meio material é atingido por uma onda, ele irá radiar energia em todas as direções como se se tratasse duma fonte pontual. Por isso, quando a onda sísmica atinge um ponto do refletor, a energia que é registada no recetor à superfície inclui não só o trajeto do raio geométrico, mas também todos os raios incidentes em pontos vizinhos que radiam também para o recetor. Pelo critério de Fresnel, a adição desta energia é coerente desde que a diferença de fase entre os raios vizinhos e o raio central seja inferior a $1/4$ do comprimento de onda, o que define a 1.ª zona de Fresnel. Para incidência vertical, o raio da 1.ª zona de Fresnel é dado aproximadamente por

$$R_F = \sqrt{\frac{\lambda h}{2}} \quad \text{com} \quad \lambda = \frac{v}{f_0} \quad (8)$$

Nesta equação h é a profundidade do refletor, v a rapidez do som no meio, λ o comprimento de onda (c.d.o.) do sinal acústico e f_0 a frequência dominante ou característica do sinal sísmico. Para uma frequência dominante de 50 Hz, uma rapidez de 1500 m/s e uma profundidade de 1000 m, o raio da 1.ª zona de Fresnel vale 122 m. Este será um valor típico para a resolução horizontal do método de reflexão sísmica após o *stack* e deve ser comparado com a resolução vertical do mesmo. Esta é definida como o menor intervalo entre camadas que pode ser distinguido por um dado sinal sísmico. A resolução vertical mostra-se ser igual a $1/4$ do c.d.o. característico do sinal sísmico. Para os mesmos parâmetros dados anteriormente a resolução vertical é de 7,5 m. Verificamos que a resolução horizontal é muito superior à resolução vertical e ao espaçamento entre CMP que é tipicamente ~ 10 m.

Um outro problema com os perfis *stack* ocorre na presença de refletores inclinados. No perfil *stack* a energia é refletida na perpendicular do refletor, mas é apresentada na vertical do emissor/recetor (Figuras 4, 5a e 5b). A inclinação aparente do refletor (ϕ) é inferior à inclinação verdadeira (θ) e o refletor fica posicionado afastado da sua posição verdadeira. A relação entre as inclinações aparente e verdadeira obtêm-se facilmente da construção geométrica (ABC e AB'C na Figura 5), valendo

$$\tan \phi = \sin \theta \quad (9)$$

Um último problema com os perfis *stack* tem a ver novamente com o princípio de Huyghens. Quando uma onda incide num refletor, cada ponto do refletor atua como uma fonte pontual radiando energia em todas as direções. A nova frente de onda é obtida sobrepondo todas estas ondas. Uma onda plana é refletida sob a forma duma onda plana. Mas quando o refletor está interrompido, as fontes na extremidade do refletor não têm fontes vizinhas de um dos lados

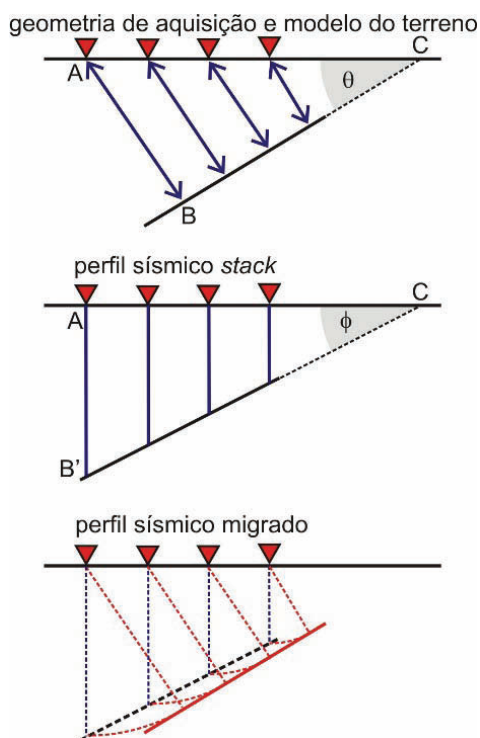


Figura 5 - Ilustração do processo de migração. a) no perfil sísmico *stack* apenas é registada a energia que se reflete perpendicularmente à descontinuidade, que faz um ângulo θ com a horizontal. b) essa energia é gravada em traços sísmicos que são representados na vertical dos pontos CMP (triângulos invertidos). O refletor no perfil *stack* tem uma inclinação aparente ϕ menor que a verdadeira e encontra-se deslocado da sua verdadeira posição. Verificando que $AB=AB'$ é fácil mostrar que $\sin \theta = \tan \phi$. c) O processo de migração consiste em recolocar a energia sísmica na sua posição verdadeira.

para cancelar a energia radiada em direções que não seguem o raio sísmico, dando origem a difrações. As difrações também ocorrem quando no meio temos heterogeneidades pontuais com uma dimensão da ordem do c.d.o. do sinal acústico. Para um difrator pontual as difrações são registadas à superfície no perfil *stack* com um tempo de percurso dado por (Figura 6a)

$$t_D^2 = \frac{4h^2}{\alpha^2} + \frac{4d^2}{\alpha^2} = t_0^2 + \frac{4d^2}{\alpha^2} \quad (10)$$

Nesta equação d representa o afastamento do ponto emissor/recetor à vertical do difrator, que está à profundidade h (Figura 6a). Esta equação traduz uma hipérbole cujo vértice se encontra posicionado exatamente no ponto difrator. Sobre esse ponto, t_0 é o tempo de ida e volta ao difrator (Figura 6b).

Todas as questões são resolvidas ou mitigadas pelo processo de migração, os refletores inclinados são posicionados corretamente (Figura 5c) e as difrações são colapsados no seu vértice. Também a resolução horizontal é melhorada para valores próximos do espaçamento entre CMP, isto é, da ordem de ~ 20 m, valor semelhante, portanto, ao da resolução vertical vista anteriormente. Na interpretação de perfis sísmicos é sempre preferível, pelas razões apontadas, usar dados já migrados.

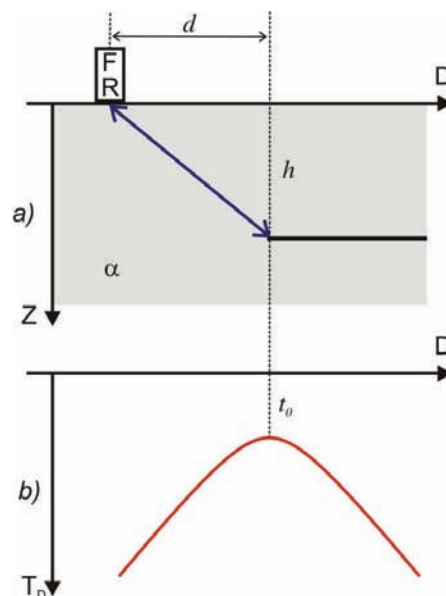


Figura 6 - Interpretação de difrações num perfil sísmico *stack* onde a energia fica registada como se a fonte (F) e o recetor (R) estivessem na mesma posição. D representa a posição do traço sísmico ao longo do perfil e Z a profundidade. a) Uma difração pode ser gerada pela súbita interrupção dum horizonte. Pelo princípio de Huyghens a energia radia do ponto terminal em todas as direções. O tempo de percurso da onda difratada é função da profundidade h do ponto, da distância d do ponto ao CMP e da rapidez do som no meio α (ver equação no texto). b) Uma difração fica registada num perfil sísmico *stack* como uma hipérbole. O vértice da hipérbole coincide exatamente com o ponto difrator, sendo t_0 o tempo de ida-e-volta desse ponto até à superfície. T_D é o tempo duplo.

O que vemos numa secção sísmica de reflexão

Após o processamento adequado, obtemos um perfil sísmico onde se podem identificar as ondas que foram refletidas nas descontinuidades do meio, com uma incidência perpendicular às interfaces. A grandeza que regula a amplitude das ondas refletidas com incidência normal é a impedância acústica, definida pelo produto da massa volúmica pela rapidez do som, $I = \rho\alpha$. O coeficiente de reflexão nestas condições numa descontinuidade que separa o meio (1) do meio (2) inferior vale

$$C_{ref} = \frac{I_2 - I_1}{I_2 + I_1} \approx \frac{\Delta I}{2I} \quad (11)$$

Esta expressão mostra duas coisas importantes: i) o método de reflexão sísmica é sensível à variação da impedância acústica e não apenas da rapidez. Se a densidade e rapidez variarem em sentido oposto, mantendo o produto constante, não se geram ondas refletidas apesar de haver um contacto entre meios muito diferentes. ii) o método não é sensível ao valor absoluto da impedância, mas apenas à sua variação, ou gradiente. No trabalho [2] encontramos um excelente exemplo da diferença entre conhecer o valor absoluto dum campo ou conhecer o seu gradiente.

No caso do oceano, quer a densidade quer a rapidez do som, dependem ambas da pressão, temperatura e salinidade através de equações de estado. Nas massas de água existe uma forte correlação entre a temperatura e a salinidade. Avaliando todos os efeitos, verifica-se na prática que a impedância acústica e os seus contrastes dependem sobretudo da temperatura, contribuindo a salinidade apenas com cerca de 10 % para a variação do coeficiente de reflexão.

Assim, em 1ª aproximação, as imagens obtidas pelo método de reflexão traduzem os contrastes na temperatura do oceano. Existem métodos de processamento mais elaborados (normalmente designados por métodos de inversão sísmica) que permitem passar, dentro de certas condições, da impedância acústica para os valores absolutos de temperatura e salinidade, campos esses que podem ser interpretados diretamente pelo oceanógrafo físico.

Exemplos e conclusão

O método de reflexão sísmica aplicado ao estudo dos oceanos permite obter imagens da sua estrutura termohalina a uma escala quase sinótica. No seu processamento básico, como descrito anteriormente, os perfis sísmicos da coluna de água traduzem as variações na impedância acústica que essencialmente se devem a variações de temperatura. A resolução vertical obtida, da ordem de 10 m, é bastante superior à que permitem os modernos métodos de amostragem usados em oceanografia física, da ordem do cm. No entanto, a resolução horizontal, da ordem de 10 m, e a quase instantaneidade da aquisição, são largamente inferiores aos meios convencionais de amostragem.

Os exemplos de imagens sísmicas do oceano aqui apresentadas foram recolhidas na planície abissal da Madeira pela Estrutura de Missão para a Extensão da Plataforma Continental (EMEPC) em junho de 2006. Nesta região a estrutura termohalina caracteriza-se pela presença de várias massas de água com temperaturas e salinidade distintas, destacando-se entre os 500 m e os 1500 m de profundidade a presença de água da veia Mediterrânica, mais quente e salgada que as massas de água acima (do Atlântico central) e abaixo (intermédia sub-ártica). A escala vertical está em tempo duplo. Esta escala pode ser convertida em profundidade sem grande erro, considerando que a rapidez média do som na água é de 1500 m/s. Assim, cada segundo de tempo duplo representa 750 m de profundidade (não esquecer que se trata do tempo de ida-e-volta).

A Figura 7 mostra o registo feito a partir de um único disparo da fonte sísmica. Esta figura mostra como as ondas refletidas têm uma pequena amplitude sendo facilmente mascaradas por outras ondas (neste caso a onda direta) ou pelo ruído.

A Figura 8 apresenta a imagem sísmica processada onde é possível interpretar a estratificação termohalina das massas de água presentes na Planície Abissal da Madeira. De salientar os fortes refletores que assinalam a presença da veia de água Mediterrânica, mais quente e mais salgada que as suas vizinhas.

Uma vez que o excesso de temperatura é acompanhado com um excesso de salinidade a densidade vai ter uma variação muito pequena. Uma parte dos refletores pode, assim, resultar do fenómeno de dupla difusão devido a descontinuidades no campo da temperatura e da salinidade combinados com coeficientes de difusividade muito diferentes para ambas as grandezas. A ausência de estrutura na massa de água intermédia sub-ártica indica uma boa mistura.

A Figura 9 apresenta a imagem dum turbilhão no interior da veia de água Mediterrânica. Estes turbilhões são gerados no percurso desta massa de água no Golfo de Cadiz quando interage com relevo submarino, como montes ou canhões. Os turbilhões têm habitualmente uma circulação anti-ciclónica, mas também se formam com rotação ciclónica. Os turbilhões podem ter uma

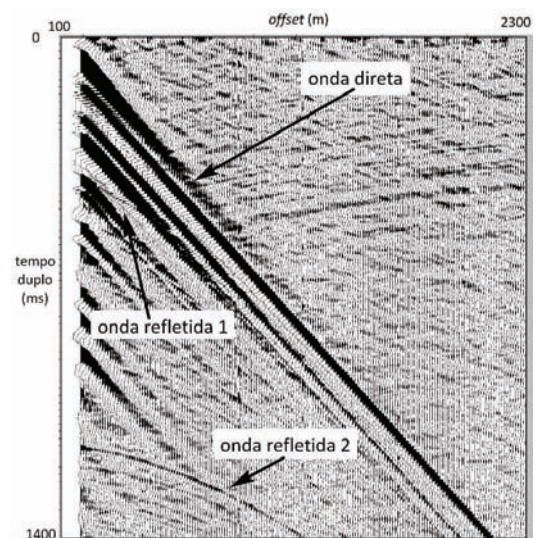


Figura 7 - Representação dos registos obtidos para um único disparo da fonte acústica. A onda dominante é a onda direta. Ela mascara algumas ondas refletidas, como é o caso da onda (1). A onda (2) está bem expressa e apresenta uma forma hiperbólica, como seria de esperar. Note-se ainda o elevado nível de ruído que também irá mascarar as ondas refletidas. O processamento irá reforçar apenas as ondas refletidas.

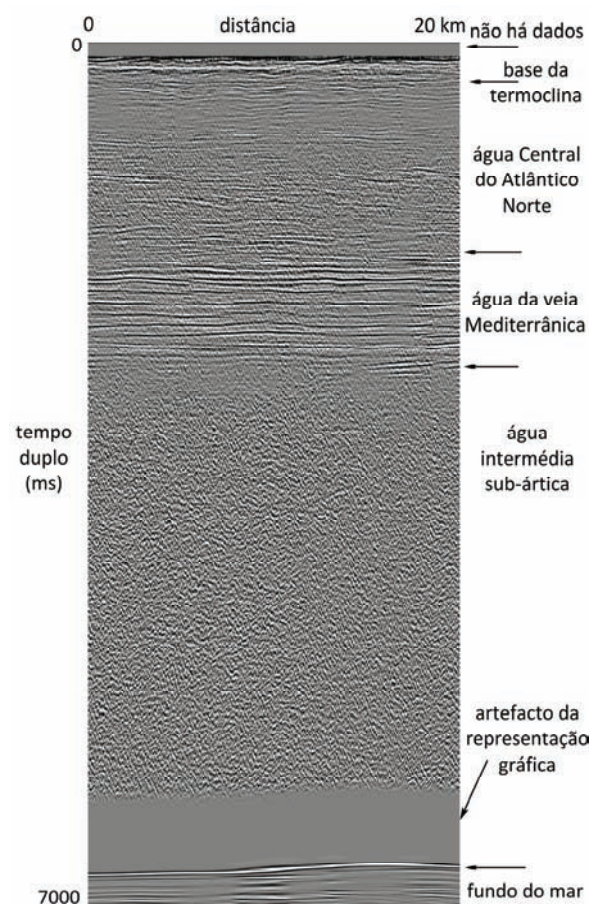


Figura 8 - Expressão das massas de água na Planície Abissal da Madeira no perfil sísmico. A termoclina é a camada de maior variação vertical de temperatura onde se dá a transição entre a camada superficial, mais heterogénea e turbulenta pelas interações com a atmosfera e o oceano interior. A água da veia Mediterrânica é mais quente e salgada que as massas de água acima e abaixo. Os limites superior e inferior são marcados por horizontes fortes que representam variações rápidas de temperatura (e também de salinidade). A água intermédia sub-ártica é muito homogénea sem qualquer estrutura interior aparente.

vida muito longa, sendo encontrados muito longe da região de formação, como parece ser o caso ilustrado nesta figura.

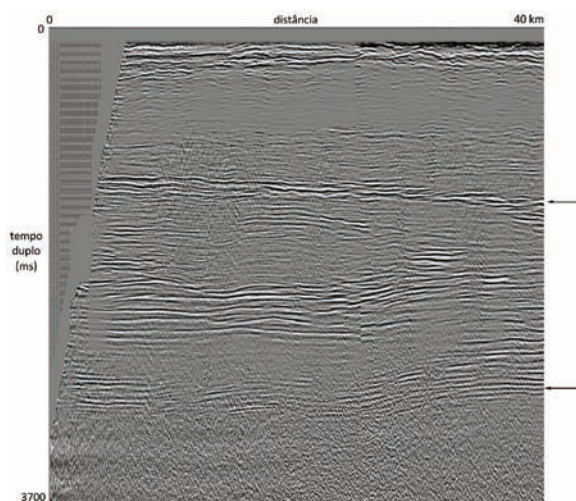


Figura 9 - Imagem dum turbilhão no interior da veia de água Mediterrânea, com as setas marcando o seu topo e a base. O turbilhão tem uma forma lenticular marcada por fortes refletores acima e abaixo assinalando processos de mistura e intrusão termohalina. O interior do turbilhão é transparente, indicando tratar-se de água bem misturada

O perfil sísmico permitiu ainda identificar várias estruturas cuja interpretação oceanográfica é incerta. A Figura 10 mostra duas dessas estruturas. Uma delas com uma forma lenticular e interior transparente pode representar um pequeno turbilhão gerado pelos processos de mistura que ocorrem na termoclina. A estrutura inclinada pode representar uma frente oceânica.

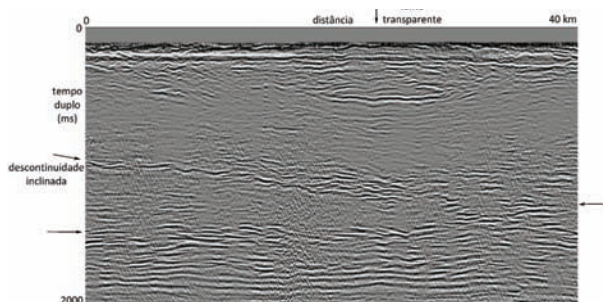


Figura 10 -Estruturas encontradas na massa de água do Atlântico central com interpretação incerta. As setas sem legenda assinalam o topo da veia de água Mediterrânea. A lente transparente pode representar uma estrutura turbulenta com interior homogéneo, produto das interações que ocorrem na termoclina. A descontinuidade inclinada pode representar uma frente oceânica.

Agradecimentos

Os dados sísmicos usados neste trabalho foram cedidos pela EMEPC (Estrutura de Missão para a Extensão da Plataforma Continental) e processados por Renan Tromm no âmbito da sua tese de mestrado.

Referências

- [1] P. Relvas, "Processos dinâmicos que determinam as correntes no oceano", *Gazeta de Física* Nº 40 (3/4), pp. 8-13 (2018).
- [2] B. Ruddick, H. Song, C. Dong e L. Pinheiro, "Water column seismic images as maps of temperature gradient", *Oceanography* Nº 22(1), pp. 192-205 (2009).



Luís Matias, é professor associado com agregação da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Departamento de Engenharia Geográfica, Geofísica e Energia, e investigador do IDL, Instituto Dom Luiz. As suas áreas principais de investigação têm sido a Sismologia e a Geofísica Marinha. Tem coordenado e participado

em vários projetos de divulgação científica nestes domínios, quer a nível nacional quer a nível internacional. A observação sísmológica nos oceanos tem permitido a ligação da investigação a outras áreas científicas, como a Oceanografia, a Meteorologia e a Biologia Marinha.



Álvaro Peliz, é Professor Auxiliar da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Departamento de Engenharia Geográfica, Geofísica e Energia, e investigador do IDL, Instituto Dom Luiz. As suas áreas principais de investigação são Oceanografia Física, Circulação e Dinâmica do Oceano.

Em particular tem estudado os processos de formação de correntes e vórtices na zona da vertente oceânica, a propagação de vórtices no interior do Oceano, a dinâmica do veio de Água Mediterrânea no Atlântico e Corrente dos Açores.



Leonardo Azevedo, é Professor Auxiliar do Instituto Superior Técnico da Universidade de Lisboa, do Departamento de Engenharia Civil, Georrecursos e Arquitetura, e investigador do CERENA – Centro de Recursos Naturais e Ambiente. As suas áreas principais de investigação são Inversão Geofísica e Geoestatística. Tem participado

e coordenado diversos projetos de investigação, em colaboração com a indústria, para a caracterização e modelação das propriedades geológicas da subsuperfície. Tem particular interesse na aplicação destes métodos para a caracterização das propriedades físicas do oceano.

Solitões no oceano

José C. B. da Silva^{1,2}, Jorge M. Magalhães^{1,2}, Adriana M. Santos-Ferreira^{1,2}

¹ Faculdade de Ciências da Universidade do Porto, Rua do Campo Alegre, 687, 4169-007 Porto.

² Centro Interdisciplinar de Investigação Marinha e Ambiental, Terminal de Cruzeiros do Porto de Leixões, Matosinhos.

1. Introdução

Tal como as ondas de superfície que podemos encontrar na praia, existem também ondas que se propagam no interior do oceano. Estas ondas propagam-se como oscilações de densidade ao longo de interfaces horizontais (i.e. estratificação vertical da densidade), e são atualmente reconhecidas como uma componente fundamental na dinâmica do oceano. Tipicamente, nas latitudes médias e no verão, as águas dos primeiros 20 metros a 30 metros da superfície oceânica podem ser até 10 °C mais quentes do que as águas abaixo, e isto origina um gradiente térmico (denominado de termoclina) e consequentemente um gradiente de densidade (picnoclina), que serve de guia para a propagação destas ondas. À semelhança das ondas de superfície que devem a sua existência à diferença de densidades entre a água e o ar, as ondas internas (gravíticas) no oceano devem a sua existência às diferenças de densidade existentes ao longo da coluna de água. No entanto, como os gradientes verticais de densidade no seio da água do mar são muito inferiores aos da interface ar-mar, os períodos e amplitudes das ondas internas são muito superiores aos das “mais conhecidas” ondas de superfície. Por exemplo, ondas com amplitudes superiores a 200 metros são observadas frequentemente, principalmente em mares tropicais com elevados gradientes verticais de temperatura e/ou salinidade na picnoclina.

Os navegadores têm observado há séculos as manifestações superficiais das ondas internas no Mar de Andamão (ao largo da costa ocidental da Tailândia), sem saber contudo da existência dos deslocamentos (da ordem de 100 metros) das isopícnicas (isolinhas de igual densidade) associadas a estas ondas. As manifestações superficiais das ondas internas no mar de Andamão caracterizam-se por “bandas” onde se podem ver ondas de superfície com cerca de 2 metros de altura com forte rebentação e produção de espuma. Estas bandas com cerca de 1 km de largura e extensão longitudinal de dezenas de quilómetros perdem-se de vista no horizonte quando observadas de uma embarcação, e existem relatos desse fenómeno desde os primeiros livros de oceanografia como no livro de Maury publicado em 1861 [1].

No oceano, as ondas internas apresentam normalmente um carácter fortemente não linear, utilizando-se frequentemente o termo “ondas internas solitárias” ou solitões para descrever

o fenómeno. Essas ondas aparecem frequentemente em grupos de vários solitões (de até uma ou duas dezenas de ondas) que normalmente estão agrupadas com a onda de maior amplitude à frente de cada trem – i.e. hierarquicamente ordenadas por amplitudes verticais das oscilações das isopícnicas. Como veremos a seguir, essa característica pode ser explicada pela formulação matemática que tem sido utilizada para descrever as ondas internas não lineares.

Em 1895 Diederik Korteweg e Gustav de Vries (dois matemáticos holandeses) formularam uma equação não linear de ondas (conhecida como a equação de Korteweg and de Vries ou KdV) que descreve a propagação de ondas de amplitude finita na superfície de um fluido invíscido e incompressível. O estudo publicado por Korteweg & de Vries foi motivado pelas observações de um engenheiro Escocês, Sir Scott Russell, que observou pela primeira vez uma onda solitária na superfície de um canal pouco profundo de Edimburgo. Esta onda teria sido provocada pela desaceleração brusca de uma embarcação, e propagou-se por mais de um quilómetro pelo canal sem alterar a sua forma. O engenheiro Scott Russell chamou-lhe na altura (1834) “Onda de Translação”, e à semelhança desta observação foi recriado um solitão hidrodinâmico (que neste caso se propaga na superfície, i.e. interface ar-água conforme mostrado no esquema 2D da Figura 1) durante uma conferência internacional sobre solitões em Edimburgo – que é reproduzido na Figura 1.

Neste artigo fazemos uma breve apresentação de algumas das principais características dos solitões internos que se observam frequentemente no oceano, tanto na plataforma continental como também em águas profundas. Referem-se ainda dois dos possíveis mecanismos de geração dessas ondas na presença de correntes de maré, e apresentam-se alguns tópicos importantes em ciências oceânicas das ondas internas não-lineares. Finalmente, descreve-se brevemente um meio privilegiado de observação: sensores embarcados em satélites.

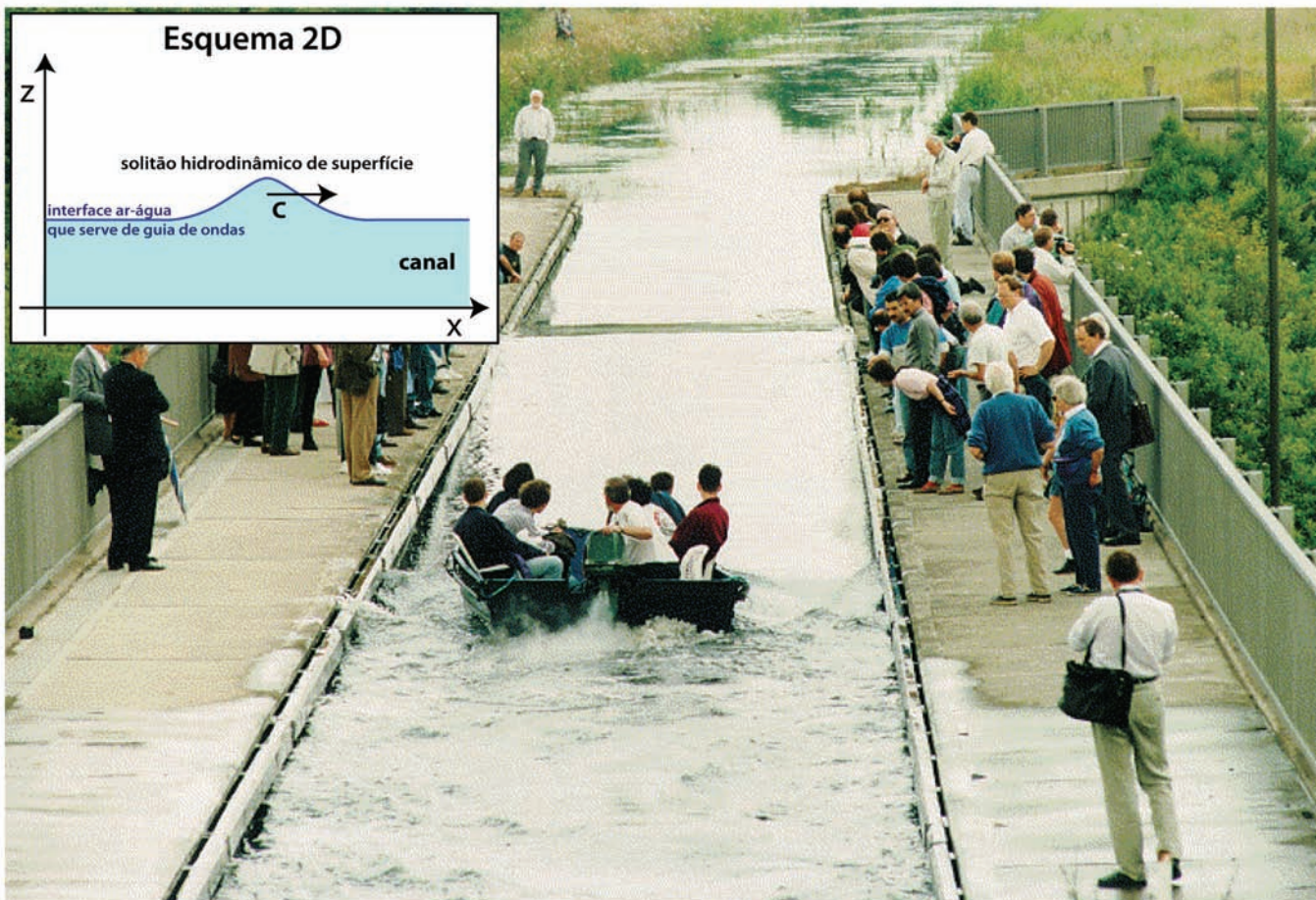


Figura 1 - Recriação da produção de um solitão hidrodinâmico (de superfície) num canal, à semelhança da observação de Sir Scott Russell (1834). A experiência foi realizada durante uma conferência internacional sobre solitões em Edimburgo (<https://the-gist.org/2012/07/how-a-scottish-naval-engineer-and-his-horse-discovered-solitons/>). O esquema 2D no topo-esquerdo mostra a propagação do solitão com a profundidade no eixo vertical (z), e a direção de propagação no eixo horizontal (x).

2. Ondas não-lineares

A formulação matemática da equação não-linear que admite soluções do tipo “solitão” é dada pela equação 1,

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + c_0 \frac{\partial \eta}{\partial x} + \alpha \eta \frac{\partial \eta}{\partial x} + \beta \frac{\partial^3 \eta}{\partial x^3} = 0 \quad (1)$$

em que c_0 representa a velocidade de fase da onda linear associada, α é o coeficiente do termo não linear (3.º termo da equação 1 em que o deslocamento η da interface aparece a multiplicar pela sua derivada espacial em ordem a x), e β é o coeficiente do termo de dispersão. A equação 1 prevê o equilíbrio perfeito entre o termo da declividade não-linear (3.º termo) e o termo de dispersão linear (último termo do lado esquerdo da equação 1). Esse equilíbrio permite soluções que preservam a forma, e portanto a amplitude e velocidade da onda, cuja forma é dada por,

$$\eta = \eta_0 \operatorname{sech}^2 \left(\frac{x - ct}{L} \right) \quad (2)$$

onde L é uma medida da “largura” do solitão e c é a velocidade de fase não-linear, usualmente cerca de 20 % a mais da velocidade de fase da onda linear associada.

Durante muitas décadas as ondas solitárias e a teoria KdV foram consideradas meras curiosidades da teoria não-linear das ondas. No entanto, em 1965 Zabusky and Kruskal descobriram, através de simulações numéricas, que essas ondas conservavam a sua forma e velocidade após uma colisão ou interação. O assunto tornou-se ainda mais interessante na década de 80 do século passado, quando Osborne and Burch [2] propuseram que ondas internas não-lineares no mar de Andaman podiam ser descritas pela teoria KdV. A *ExxonMobil Corporation* (uma empresa de prospeção petrolífera) contratou Al Osborne para descobrir o que se passava com incidentes na prospeção de petróleo no mar de Andaman, que ocasionalmente danificava os cabos de extração, resultando em grandes prejuízos devido a “algo” que se passava nas profundezas do oceano. Al Osborne propôs que seriam ondas no interior do oceano que provocavam correntes cisalhadas (e consequentemente vorticidade) fortes que rompiam os cabos. Foi o trabalho científico de Osborne and Burch [2], baseado nas medições realizadas no Mar de Andamão durante os anos 70 do século passado que estabeleceu os fundamentos da ligação da teoria não-linear de ondas solitárias ao fenómeno de ondas internas no oceano. Foi a partir daí que a comunidade científica também se apercebeu que as ondas eram frequentemente observadas em imagens de satélite (Figura 2), fomentando assim o interesse no estudo destas ondas em várias regiões, e da sua dinâmica e importância no contexto do oceano.

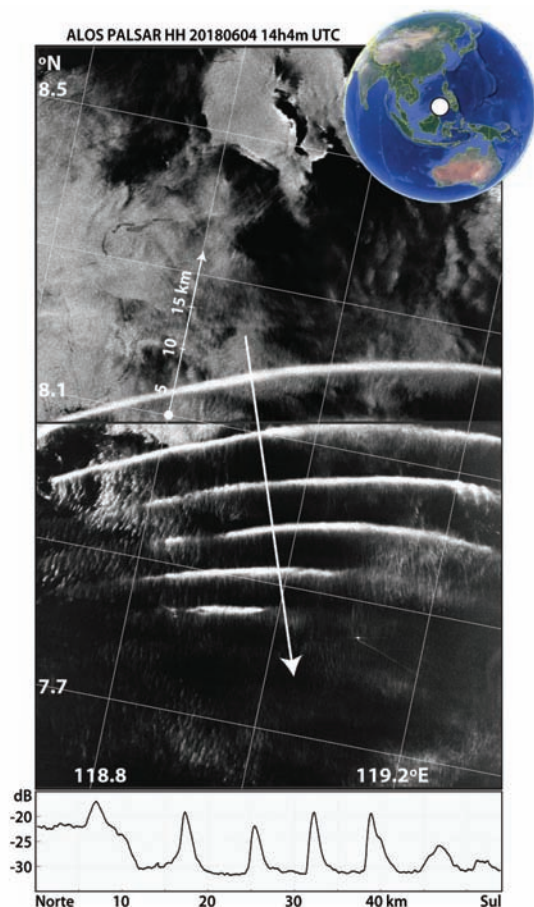


Figura 2 - (Em cima) Imagem de um Radar de Abertura Sintética (SAR) do Mar de Sulu na Indonésia de um trem de ondas solitárias internas (bandas longitudinais com várias dezenas de quilômetros de extensão). Seis solitões são visíveis na imagem, estando a onda de maior amplitude posicionada na primeira posição do trem (i.e. mais a Norte). (Em baixo) Secção da potência recebida pelo radar ao longo do perfil indicado na parte de cima (seta indica o sentido da esquerda para a direita na secção em baixo). As variações de potência do radar são indicadas em dBs, o que demonstra neste caso que as cristas das ondas são cerca de 20 vezes mais intensas na imagem do que o *background*.

3. Geração das ondas

Os trens de ondas internas não-lineares resultam frequentemente de correntes da maré astronómica (denominada de maré barotrópica em dinâmica de geofluidos), cujo escoamento sobre terreno submarino acidentado (e.g. montanhas e/ou cristas submarinas) causam oscilações de densidade que se propagam ao longo das isopícnicas com a frequência da maré. Essas oscilações, ou ondas, são denominadas de Marés Internas, e têm escalas de cerca de 100-200 quilómetros de largura e podem ter centenas de quilómetros de extensão. Durante a sua propagação a partir do local de geração, essas Marés Internas frequentemente desintegram-se em ondas não-lineares de alta frequência, i.e. os solitões ou trens de ondas internas solitárias que se veem em imagens como a da Figura 2. Essa passagem da energia para escalas espaciais mais pequenas (i.e. das marés internas para os solitões internos) deve-se ao aumento da não-linearidade, descrita por um parâmetro $\alpha=A/H_t$, em que A representa a amplitude da onda e H_t é a profundidade do chamado guia de ondas (neste caso a profundidade da camada da termoclina). Note-se que, com o aumento da não-linearidade,

pode não haver dispersão suficiente (representada pelo parâmetro $\delta=(H_t/L)^2$ em que L é uma medida da escala horizontal das ondas) para compensar o equilíbrio necessário à equação 1. Isto origina uma declividade crescente da onda de maré interna que alcança novamente o equilíbrio apenas em comprimentos de ondas mais curtos, chegando-se a um ponto de desintegração em ondas de período mais curto, i.e. os solitões [3]. Esse desequilíbrio acontece por exemplo quando a profundidade da termoclina diminui significativamente ao longo da propagação da maré interna, como é o caso das ondas que se propagam em oceano profundo ao largo da foz do rio Amazonas [4]. Assim, durante a propagação da maré interna H_t diminui significativamente, aumentando a não-linearidade da onda descrita por α . Para compensar, a dispersão não-hidrostática aumenta também fazendo com que L decresça por um fator da ordem de dez, até que o equilíbrio (i.e. a forma “permanente” das ondas) seja novamente alcançado através de ondas solitárias internas.

Quando as correntes no oceano são muito fortes, por exemplo na presença de uma corrente estacionária forte em fase com correntes de maré também fortes (da ordem de 1 m/s ou mais), o escoamento pode atingir o chamado estado supercrítico, dando origem a um mecanismo conhecido por “ondas de sotavento” – termo emprestado da meteorologia. Mas o que é um escoamento em estado supercrítico? Para caracterizar o estado hidráulico de um fluido estratificado em densidade utiliza-se um parâmetro designado por número de Froude (em homenagem ao engenheiro naval inglês William Froude). O número de Froude ($F=U_f/c_0$) é um parâmetro adimensional que relaciona a velocidade do fluido (U_f) com a velocidade (c_0) de ondas internas (lineares) de pequena amplitude. A velocidade c_0 é também designada de velocidade de fase das ondas internas. Quando $F<1$ estamos no estado subcrítico, o que significa que a informação (i.e. as ondas) pode propagar-se na direção oposta à corrente. Quando $F>1$ entramos no estado supercrítico, a informação só se pode propagar na mesma direção da corrente, i.e. na direção do “sotavento”, uma vez que a velocidade do fluido é superior à das ondas. Quando $F=1$ dizemos que estamos no estado crítico, sendo que nesse caso uma perturbação na interface do fluido mantém-se estacionária (relativamente e.g. ao fundo do mar) e pode acumular energia através de ressonância. Essa situação ocorre usualmente quando o escoamento “encontra” uma variação pronunciada de profundidade, dando-se uma transição do estado subcrítico ($F<1$ em águas mais profundas) para o estado supercrítico ($F>1$ em águas menos profundas). Nessa situação, i.e. próximo de $F=1$, diz-se também que o escoamento é transcrito. No oceano, quando o escoamento estratificado encontra um colo ou banco submarino, a inclinação do fundo provoca

uma componente vertical da velocidade (para cima), sendo que as isopícnicas são também deslocadas na vertical. Esses colos ou bancos submarinos são também responsáveis pela entrada do escoamento em regime transcrito, sendo que muitas vezes o escoamento pode mesmo ser fortemente supercrítico ($F \gg 1$). Nesses casos gera-se uma onda de sotavento estacionária a jusante do banco submarino, em forma de uma depressão das isopícnicas relativamente ao relevo submarino. Essa onda alcança uma velocidade de fase elevada relativamente ao fluido em movimento, de forma a ficar estacionária a jusante do colo submarino (ver Figura 3a onde a onda tem uma velocidade de fase relativamente ao fundo dada por $\vec{C} = 0$). Quando as correntes de maré relaxam e mudam de sentido, o escoamento torna-se subcrítico, libertando-se assim a onda de sotavento que se propaga a montante do colo submarino (Figura 3b). Essa perturbação inicial, a que chamamos de onda de sotavento, pode então evoluir de forma não linear num trem de ondas solitárias não-lineares (Figura 3c), conforme proposto originalmente por Maxworthy [5] de acordo com a teoria KdV e observado no oceano [6].

A compreensão dos mecanismos de geração das ondas internas solitárias tem ocupado lugar de destaque no estudo dessas ondas no oceano, tendo as imagens de satélite sido um aliado importante na sua compreensão [4,6,7].

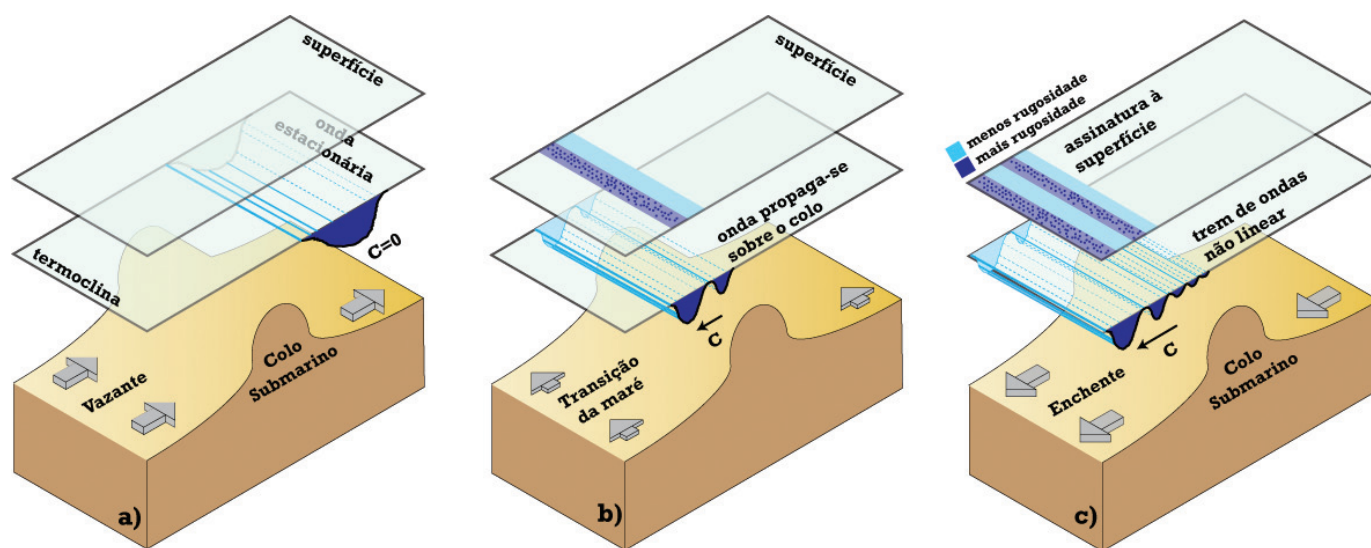


Figura 3 - Esquema ilustrativo da geração de ondas internas no oceano pelo mecanismo de onda de sotavento [5]. (a) Com o escoamento supercrítico sobre o colo submarino, a onda de sotavento primordial desenvolve-se a jusante do relevo submarino, mantendo-se estacionária (i.e. $\vec{C} = 0$). (b) Quando a maré muda de direção e relaxa, a onda de sotavento aumenta de declividade e propaga-se com uma velocidade \vec{C} sobre o colo submarino. (c) A onda de sotavento desenvolve-se e transforma-se num trem de ondas não-lineares internas de forma consistente com a teoria de Korteweg-de Vries. Adaptado de Haury et al. [11].

4. Relevância nas Ciências Oceânicas

As ondas internas solitárias no oceano ocupam um papel importante tanto na oceanografia física, como também em outras áreas muito variadas das ciências oceânicas em geral. As principais razões que levam

as ondas internas a influenciar uma série de processos dinâmicos no oceano estão relacionadas com as suas escalas – que vão até centenas de quilómetros de extensão e centenas de metros de amplitude – e com o facto de estas ondas serem praticamente omnipresentes tanto em oceano profundo como nas zonas costeiras. Curiosamente, as ondas internas também estão entre os fenómenos que são capazes de induzir na coluna de água as maiores velocidades verticais conhecidas no oceano (que podem ir até 0,5 m/s). Uma das consequências da magnitude destas velocidades verticais, é o facto de termos num oceano que é naturalmente estratificado na vertical, um processo praticamente contínuo que opera em grande parte do oceano para trocas na vertical.

Deste modo, surge com natural destaque a contribuição das ondas internas para a mistura entre a camada de água próxima da superfície (denominada camada de mistura em Ciências Oceânicas) e as massas de água mais profundas, sendo consequentemente relevantes para a estrutura térmica da superfície do oceano [8], em processos de troca de calor e gases atmosféricos na interface Ar-Oceano, e portanto na evolução do sistema climático terrestre. Note-se que este efeito de mistura introduzido pelas ondas internas deve-se também ao seu carácter altamente turbulento, tendo-se descoberto que os solitões internos no oceano podem gerar continuamente vorticidade e mesmo “rebentação” ao longo das grandes distâncias percorridas (de várias centenas de quilómetros) durante a sua propagação [9,10].

A biologia dos oceanos também está intimamente ligada às ondas internas através de uma série de processos di-

nâmicos. Estes processos são variados nas suas escalas espaciais e temporais, e os seus detalhes são algo complexos. Apesar de uma descrição exhaustiva estar além deste contexto, vale a pena rever a essência que os envolve. Nomeadamente, a mistura superficial e sub-superficial devido

aos solitões tem naturalmente consequências na evolução da biologia das águas superficiais. Por exemplo, Pingree *et al.* [12]. demonstraram que existe um aumento de biomassa (i.e. de zooplâncton e fitoplâncton) no Golfo da Biscaia relacionado com os solitões nessa região. Note-se que em geral, existe uma redistribuição de calor, de biomassa, e de nutrientes marinhos sempre que essas ondas exibem amplitudes apreciáveis (da ordem de algumas dezenas de metros), e que é causado por escoamento cisalhado e vorticidade associados às suas correntes [13]. Por outro lado, o aumento de biomassa pode ocorrer também devido ao aumento médio da intensidade da luz no meio marinho, já que a passagem de uma onda interna muda a distribuição vertical das partículas (deslocando-as para cima e para baixo) que são expostas a intensidades variáveis de luz visível (é de notar que a intensidade da luz decai exponencialmente no oceano da superfície para o fundo [14,15]. Deste modo, as ondas internas acabam por influenciar a fotossíntese na parte mais superficial da camada fótica ao longo da sua propagação (nomeadamente no caso do fitoplâncton), e naturalmente todos os processos que daí advêm para a biomassa do oceano.

Outra implicação importante das ondas internas não-lineares no oceano é a resuspensão sedimentar em zonas menos profundas. Quaresma *et al.* [16] revelou que na plataforma continental de Portugal os trens de solitões podem resuspender sedimentos até dezenas de metros acima do fundo marinho, podendo assim verificar-se transporte sedimentar e alteração da natureza do fundo nessas regiões menos profundas. A rebentação e dissipação de trens de solitões também foi observada de ser capaz de modificar a cor do oceano em imagens de satélite (e.g. New *et al.*, [17]), não se sabendo ainda em que medida essa alteração é maioritariamente relacionada com o transporte sedimentar, ou se existe aumento efectivo de produção primária devido à injeção de nutrientes em zonas mais fóticas.

De forma algo semelhante, os fortes escoamentos cisalhados ocasionados por estas ondas podem provocar danos em plataformas de extração de petróleo e/ou gás no oceano, sendo usual as companhias petrolíferas fazerem estu-

dos que antecedem à prospeção. Esses estudos, levam por vezes a sistemas de aviso denominados “*Early Warning Systems*”, que podem prever com precisão a passagem das ondas pelas plataformas *offshore*, possibilitando assim encerrar a extração sempre que se dê o aparecimento dos solitões mais intensos.

5. A observação dos solitões por satélite

Embora as amplitudes das ondas seja máxima ao longo da termoclina (local onde os gradientes verticais de densidade são máximos), as deformações das interfaces ocupam toda a coluna de água, desde a superfície até ao fundo oceânico. À superfície o deslocamento livre provocado pelos solitões internos é de apenas algumas dezenas de centímetros, facto que foi recentemente observado por satélite através de radares altímetro que conseguem medir com precisão centimétrica a distância à superfície do mar [18].

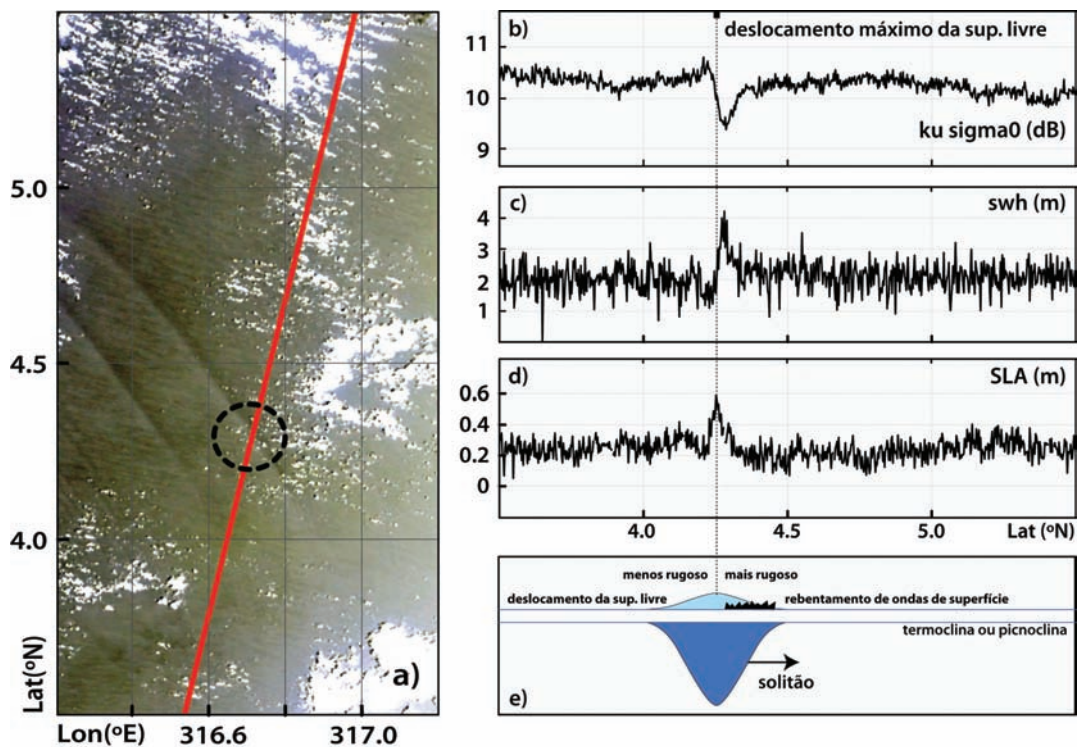


Figura 4 - Imagem OLCI do satélite Sentinel-3A adquirida a 11 de Outubro de 2017 às 12:54:29 UTC (Tempo Universal Coordenado) representada em a) em cores quase reais com a projeção da órbita na superfície oceânica representada a vermelho. b) Variação da potência do radar altímetro σ_0 ao longo da trajetória (banda Ku) c) Variação da altura significativa das ondas (SWH). d) Anomalia da superfície do mar (SLA). e) Representação esquemática da elevação da superfície do mar e da localização da banda de alta rugosidade provocada pelas ondas internas.

Os novos radares altímetros que funcionam num novo modo que simula um radar de abertura sintética (chamados SAR – *Synthetic Aperture Radar*) são sensíveis não só à rugosidade da superfície oceânica, mas também ao deslocamento da superfície do mar, sendo capazes de medir pequenas anomalias de apenas alguns centímetros. No caso da missão Sentinel-3 da Agência Espacial Europeia (ESA) o altímetro SAR funciona em sinergia com o sensor OLCI (*Ocean and Land Colour Instrument*)

que obtém imagens no espectro do visível, semelhantes ao que veríamos com os nossos olhos se estivessemos em órbita da Terra (Figura 4a). Como o radar está apontado na direção do nadir (projeção da linha vermelha no oceano), pode ver-se na Figura 4b que um solitão interno tem uma assinatura superficial em rugosidade (Figura 4b, correspondente a variações de potência do radar altímetro), bem como na altura significativa das ondas (Figura 4c) e na anomalia de deslocamento da superfície livre (Figura 4d). Os deslocamentos (elevação) da superfície livre (i.e. a superfície do mar) são previstos pela teoria hidrostática, na presença de uma onda solitária de depressão (conforme esquematizado na Figura 4e). O solitão, que se manifesta pela intensa deformação das isopícnicas na direção do fundo (depressão), provoca movimentos horizontais e verticais de água menos densa da camada de mistura na direção do fundo, e de forma a manter-se o equilíbrio estático o nível da superfície livre tem de se elevar. Esse processo é exemplificado no diagrama esquemático da Figura 4e, e é da ordem de 20 cm a 40 cm para solitões de grande amplitude em águas oceânicas profundas.

Contudo, é a alteração da rugosidade da superfície do mar, que faz com que as ondas internas solitárias sejam visíveis em imagens de satélite como na Figura 4a. Correntes próximas da superfície induzidas pelo deslocamento das ondas produzem convergências e divergências de partículas que se movem em fase com as cristas e cavas das ondas internas. Essas zonas de convergência e divergência provocam variações de rugosidade à superfície (ver também a Figura 4e) através de interações com ondas de superfície centimétricas e decimétricas (e até com ondas de até alguns metros de comprimento, em casos extremos, com conseqüente rebentação) que aparecem perfeitamente definidas em imagens com resolução espacial apropriada, como é o caso dos radares SAR [19, 20] e imagens ópticas na zona de reflexão especular do sol na superfície da água (Figura 4a).

6. Notas finais

O carácter não-linear das ondas internas no oceano foi proposto formalmente na década de 80 do século passado, e desde então temos verificado um desenvolvimento crescente deste ramo da oceanografia física, que tem tido como base as observações in situ e por satélite bem como a modelação numérica avançada (modelos não-hidrostáticos e que incluem todos os termos não-lineares). Nos dias de hoje é possível com esses modelos simular e reproduzir as observações de ondas internas não-lineares com boa precisão, compreendendo-se relativamente bem os mecanismos que levam à geração dessas ondas. É também reconhecido pela comunidade científica

que as ondas internas não-lineares são uma componente fundamental na dinâmica do oceano. Estas ondas provocam as velocidades verticais mais intensas que se conhecem no oceano (até cerca de 1m/s), em mais de uma ordem de grandeza relativamente a outros fenómenos de submesoscala (escalas da ordem tipicamente de 10 – 30 quilómetros nas latitudes médias). São por isso relevantes para a estrutura térmica da superfície do oceano, em processos de troca de calor e gases atmosféricos na interface Ar-Oceano, e portanto na evolução do sistema climático terrestre. Esses processos que envolvem fluxos verticais de massa e energia condicionam muitos processos químicos e biológicos que integram o funcionamento dos ecossistemas marinhos. Assim, as ondas internas não-lineares no oceano têm interesse multidisciplinar. Igualmente relevante é o facto dos modelos climáticos globais projetarem um aumento da estratificação do oceano até ao final do século, que poderão limitar o provimento de nutrientes para as camadas fóticas e conseqüentemente afetar o fitoplâncton. Por outro lado, o aumento de estratificação implica ondas internas mais intensas e conseqüente maior mistura vertical, pelo que é agora um desafio conhecer melhor estas relações e qual o efeito que irá prevalecer. Pelas diversas razões acima apresentadas, e pela importância que as ondas internas não-lineares têm na conectividade entre as escalas mais longas e as escalas mais pequenas (i.e. turbulência), prevê-se que continuem a ser uma área de investigação privilegiada num futuro próximo.

Agradecimentos

Jorge M. Magalhães é financiado pela FCT – Fundação para a Ciência e Tecnologia, ao abrigo dos programas UIDB/04423/2020 e UIDP/04423/2020.”

Referências

- [1] Maury M.F., “The Physical Geography of the Sea and Its Meteorology”, Harper: New York, NY, USA, p. 457, (1861)
- [2] Osborne A.R. e T.L. Burch, “Internal Solitons in the Andaman Sea”, *Science*, 208, 451-460, (1980).
- [3] Gerkema T. e J. T. F. Zimmerman, “Generation of Non linear Internal Tides and Solitary Waves”, *J. Phys. Oceanogr.*, 25, 1081- 1094, 1995.
- [4] Magalhaes J. M., J. C. B. da Silva, M. C. Buijsman, e C. A. E. Garcia, “Effect of the North Equatorial Counter Current on the generation and propagation of internal solitary waves off the Amazon shelf (SAR observations)”, *Ocean Sci.*, 12, 243-255, <https://doi.org/10.5194/os-12-243-2016>, (2016).
- [5] Maxworthy T., “A note on internal solitary waves produced by tidal flow over a three-dimensional ridge”, *J. Geophys. Res.*, 84 (C1), 338-346, <http://dx.doi.org/10.1029/JC084iC01p00338>, (1979).
- [6] Da Silva J.C.B., M.C. Buijsman, e J.M. Magalhaes, “Internal waves on the upstream side of a large sill of the Mascarene Ridge: A comprehensive view of their generation mechanisms and evolution”, *Deep Sea Res.* 99, 87-104, (2015).

- [7] Da Silva J.C.B., K.R. Helfrich, "Synthetic aperture radar observations of resonantly generated internal solitary waves at Race Point Channel (Cape Cod)", *J. Geophys. Res.* 113, C11016, <http://dx.doi.org/10.1029/2008JC005004>, (2008).
- [8] Shroyer E.L., J.N. Moum, e J.D. Nash, "Mode 2 waves on the continental shelf: Ephemeral components of the nonlinear internal wave field", *J. Geophys. Res.*, 115, C07001, (2010).
- [9] Pinkel R., "Internal solitary waves in the warm pool of the western equatorial Pacific", *J. Phys. Oceanogr.*, 30, 2906-2926, (2000).
- [10] Klymak J. M., R. Pinkel, C.-T. Liu, A. K. Liu, e L. David, "Prototypical solitons in the South China Sea", *Geophys. Res. Lett.*, 33, L11607, (2006).
- [11] Haury L.H., M.G. Briscoe, e M.H. Orr, "Tidally generated internal wave packets in Massachusetts Bay", *Nature* 278, 312-317, <http://dx.doi.org/10.1038/278312a0>, (1979).
- [12] Pingree R.D., J.T. Mardell, e A.L. New, "Propagation of internal tides from the upper slopes of the Bay of Biscay", *Nature*, 321, 154-158, (1986).
- [13] Moum J.N., e J.D. Nash, "Seafloor Pressure Measurements of Nonlinear Internal Waves", *J. Phys. Oceanogr.*, 38, 481-491, <https://doi.org/10.1175/2007JPO3736.1>, (2008).
- [14] da Silva J.C.B., A.L. New, M. Srokosz, T. Smyth, "On the observability of internal tidal waves in remotely-sensed ocean color data", *Geophys. Res. Lett.*, 29, p.12 10.1029/2001GL013888, (2002).
- [15] Muacho S., J.C.B. da Silva, V. Brotas, e P.B. Oliveira, "Effect of internal waves on near-surface chlorophyll concentration and primary production in the Nazaré Canyon (west of the Iberian Peninsula)", *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 81, 89-96, (2013).
- [16] Quaresma L.S., J. Vitorino, A. Oliveira, J.C.B. da Silva, "Evidence of sediment resuspension by nonlinear internal waves on the western Portuguese mid-shelf", *Mar. Geol.*, 246, 123-143, (2007).
- [17] New A.L., J.M. Magalhaes, e J.C.B. da Silva, "Internal solitary waves on the Saya de Malha bank of the Mascarene Plateau: SAR observations and interpretation", *Deep-Sea Res. I*, 79, 50-61, <http://dx.doi.org/10.1016/j.dsr.2013.05.008>, (2013).
- [18] Santos-Ferreira A.M., J.C.B. da Silva, e M. Srokosz, "SAR-Mode Altimetry Observations of Internal Solitary Waves in the Tropical Ocean Part 2: A Method of Detection", *Remote Sens.*, 11, 1339, (2019).
- [19] da Silva, J. C. B., S. A. Ermakov, I. S. Robinson, D. R. G. Jeans, e S. V. Kijashko, "Role of surface films in ERS SAR signatures of internal waves on the shelf. 1. Short period internal waves", *J. Geophys. Res.*, 103, 8009-8031 (1998).
- [20] Alpers W, "Theory of radar imaging of internal waves", *Nature* 314, 245-247 (1985).



José C. B. da Silva, é licenciado em Física/ Matemática Aplicada pela Fac. De Ciências da Universidade do Porto, obteve o grau de Mestre em Detecção Remota, Processamento de Imagem e Aplicações pela Universidade de Dundee (Reino Unido), e é doutorado em Oceanografia pela Universidade de Southampton no Reino Unido. É professor associado na Universidade do Porto, e regente de disciplinas de oceanografia e deteção remota de diversos cursos de graduação e pós-graduação. As áreas de investigação cobrem sobretudo os processos dinâmicos de submesoscala e de pequena escala no oceano, e os mecanismos de geração de ondas internas no oceano baseado em medições convencionais de contacto, modelação numérica e observações por satélite.



Jorge M. Magalhães, é licenciado em Ciências Geofísicas pela Fac. De Ciências da Universidade de Lisboa, e doutorado em Engenharia geográfica pela Fac. De Ciências da Universidade do Porto. Actualmente é regente da disciplina de SAR Oceano na Fac. De Ciências da Universidade do Porto e é investigador contratado no Ciimar (Centro Interdisciplinar de Investigação Marinha e Ambiental, UID/MULTI/04423/2013). A sua investigação em oceanografia física abrange principalmente a detecção remota da superfície do oceano por satélite, e a modelação numérica de ondas internas solitárias. Publicou 20 artigos científicos indexados na área da oceanografia e trabalha actualmente com o *Stennis Space Centre* (NASA, EUA) na modelação de solitões nos mares tropicais do oceano Índico, onde espera esclarecer a sua contribuição para a mistura no oceano.



Adriana M. dos Santos-Ferreira, é licenciada em Ciências de Engenharia e Mestre em Engenharia Geográfica pela Fac. De Ciências da Universidade do Porto. Actualmente é bolsista da Fundação para a Ciência e Tecnologia (FCT) SFRH/BD/143443/2019 e desenvolve um projeto de doutoramento no Ciimar (Centro Interdisciplinar de Investigação Marinha e Ambiental). Os seus interesses de investigação incluem ondas internas e estruturas lagrangianas para fluidos no oceano.

Veículos não tripulados para observação do oceano

João Tasso de Figueiredo Borges de Sousa

Laboratório de Sistemas e Tecnologias Subaquáticas, Departamento de Engenharia Eletrotécnica e de Computadores, Faculdade de Engenharia da Universidade do Porto. Rua Dr. Roberto Frias, s/n 4200-465 Porto

jtasso@fe.up.pt

Resumo

Nas últimas décadas temos assistido a uma crescente utilização de veículos robóticos no estudo dos oceanos. Prevê-se mesmo que estes venham a revolucionar a observação dos oceanos num futuro próximo. Tal revolução passará pela coordenação das operações de elevados números de veículos submarinos, de superfície, aéreos e espaciais que recolherão dados em contínuo e com resoluções espaciais e temporais adaptativas, e sem precedentes.

Este artigo descreve a campanha oceanográfica *Exploring Fronts with Multiple Robots*, realizada pelo navio de investigação R/V Falkor do *Schmidt Ocean Institute* (SOI), e que teve, como principal objetivo, a demonstração de um novo sistema multi-veículo para a observação do oceano. Esta campanha, financiada pelo SOI, envolveu uma equipa internacional, liderada pelo Laboratório de Sistemas e Tecnologias Subaquáticas (LSTS) da Universidade do Porto.

Introdução

Os oceanos parecem imensos e poderosos, mas na realidade constituem uma fina e frágil camada de água, com uma profundidade média de 4 km num Planeta com um raio superior a 6000 km. De fato, toda a água do Planeta poderia ser armazenada numa esfera com um diâmetro de aproximadamente 1380 km, pouco maior do que o estado americano do Arizona [1]. Este fato é ainda mais importante, porque esta fina camada de água é um dos elementos chave do sistema de suporte de vida desta nave espacial em que viajamos, o planeta Terra. O problema é que não dispomos ainda das ferramentas e das tecnologias que nos permitam, não só avaliar o estado deste sistema, mas também compreender como é que as mudanças climáticas, a acidificação dos oceanos, a pesca não sustentável, a poluição, o desperdício, a perda de habitats, a navegação, a segurança e a mineração estão a afetar a sustentabilidade e a governação dos oceanos.

Muito embora os navios oceanográficos continuem a ser um dos principais pilares do estudo dos oceanos, o fato é que um navio só pode estar num único sítio de cada vez. Por outro lado, o interior do oceano muda mais depressa do que conseguimos medir com os meios tradicionais que incluem, para além dos navios, derivadores de superfície e flutuadores Argos [2], para citar apenas alguns. Foi exatamente por esta razão que Walter Munk, *Secretary of the Navy Research Chair in Oceanography*, Scripps, afirmou, em 18 de Abril de 2002,

Veículos submarinos, aéreos e de superfície não tripulados

O desenvolvimento de novos veículos robóticos tem sido impulsionado, por um lado, por avanços significativos em tecnologias dos materiais, em computação, sensores, navegação, armazenamento de energia e comunicações e, por outro, pela crescente procura na exploração de petróleo e gás e em aplicações militares e científicas.

Existem vários tipos de robots para operações marítimas. Estes robots podem ter formas, tamanhos, configurações e categorias muito diversas. Um veículo submarino autónomo (*Autonomous Underwater Vehicle* – AUV na terminologia anglo-saxónica) é um pequeno submarino não tripulado. Os veículos autónomos de superfície e os veículos aéreos não tripulados (*Autonomous Surface Vehicle* – ASV e *Unmanned Air Vehicle* – UAV na terminologia anglo-saxónica) representam, respetivamente, as expressões destes robots para os domínios de superfície e aéreos. Os veículos pilotados remotamente (*Remotely Operated Vehicle* – ROV) são veículos submarinos ligados por um cabo a um navio, a partir do qual são comandados por um operador.

Ao contrário do que a terminologia possa indiciar, a maior parte dos veículos não tripulados existentes no mercado não são autónomos, isto é, não possuem a capacidade de planeamento deliberativo a bordo. São automáticos no sentido em que as suas ações são determinadas a partir de medições dos sensores por procedimentos pré-determinados.

numa audição perante a comissão americana para a política dos oceanos: “*Most of the previous century could be called a century of under-sampling*” (A maior parte do século passado poderia ser chamada de século da sub-amostragem).

Entretanto, nas últimas décadas temos assistido a uma crescente utilização de veículos robóticos no estudo dos oceanos. Esta foi impulsionada, em parte, pelo artigo publicado por Tom Curtin e co-autores em 1993 sobre redes de amostragem oceanográfica autónoma [3], com ênfase muito especial em observações co-temporais e distribuídas espacialmente.

Desde então assistiu-se a desenvolvimentos impressionantes em AUV, propulsionados a hélice ou com propulsão baseada no controlo de flutuação e do centro de gravidade e, também, em ASV, movidos a vento ou a energia das ondas. Algumas destas tecnologias permitem missões com durações de meses, o que é fundamental para um estudo dos oceanos em contínuo. Os desenvolvimentos em UAV para aplicações marítimas também têm tido um crescimento considerável. Contudo, as limitações relativas a descolagem e aterragem e de tempo de voo são ainda um obstáculo a uma utilização mais alargada em operações no oceano.

Foi apenas no final da primeira década deste século que a tecnologia robótica atingiu os níveis de maturidade e de viabilidade económica que estabeleceram as condições para uma efetiva mudança de paradigma: da operação com um único veículo para a operação com equipas de veículos [4]. Esta mudança de paradigma foi impulsionada por desenvolvimentos em inteligência artificial, controlo e navegação, bem assim como por avanços em sistemas de armazenamento de energia, em sensores, em sistemas computacionais e de navegação, em sistemas de comunicação rádio e subaquáticos, e em tecnologias dos materiais e na miniaturização de sensores.

Este artigo aborda questões do estudo dos oceanos com veículos não tripulados, utilizando, como exemplo, a campanha oceanográfica *Exploring Fronts with Multiple Robots* [5], realizada pelo navio de investigação R/V Falkor do *Schmidt Ocean Institute* (SOI), que teve como principal objetivo a demonstração de um novo sistema multi-veículo para o estudo dos oceanos. Esta campanha, financiada pelo SOI, envolveu uma equipa multidisciplinar internacional, liderada por investigadores do Laboratório de Sistemas e Tecnologias Subaquáticas da Universidade do Porto [6] (LSTS, fig. 1). A equipa multidisciplinar embarcada no R/V Falkor incluía nove investigadores do LSTS e outros nove investigadores provenientes do CIIMAR – Centro Interdisciplinar de Investigação Marinha e Ambiental da Universidade do Porto, da *Norwegian University of Science and Technology*, da Universidade Politécnica de Cartagena e das universidades norte-americanas de Rhode Island e Harvard. A apoiar a realização da campanha a partir de Portugal esteve também uma equipa que incluía investigadores da Faculdade de Ciências da Universidade do Porto e das Universidades de Aveiro e do Algarve. Colaboraram ainda nesta campanha investigadores do *Sintef* da Noruega e do *Monterey Bay Aquarium Research Institute* e da *NASA-Ames* dos Estados Unidos da América.



Figura 1 - Equipa embarcada no R/V Falkor. (© cedida pelo *Schmidt Ocean Institute*).

O artigo é organizado em 5 seções. A seção seguinte descreve os objetivos e desafios da campanha oceanográfica. Segue-se uma breve apresentação dos meios e tecnologias utilizadas. Apresenta-se depois uma breve descrição da campanha, que teve uma duração de 3 semanas. Concluímos com uma série de considerações sobre as lições aprendidas, em particular no que refere ao futuro do estudo dos oceanos.

O desafio: a observação da frente subtropical do Pacífico Norte

O principal objetivo da campanha oceanográfica *Exploring Fronts with Multiple Robots* foi a demonstração de uma nova abordagem à observação do oceano baseada num sistema composto por múltiplos veículos submarinos, de superfície e aéreos operados a partir do navio oceanográfico R/V Falkor. O sistema assenta numa plataforma de *software open-source* de comando, controlo, comunicações e autonomia desenvolvida pelo LSTS que permite dotar estes veículos, bem assim como o R/V Falkor, da capacidade para encontrar, seguir e amostrar fenómenos dinâmicos do oceano com resoluções espaciais e temporais adaptativas sem precedentes. Outro aspeto inovador desta campanha foi o estudo dos novos métodos de trabalho multidisciplinares, nas áreas das ciências do mar e da computação e das engenharias, levado a cabo por uma etnógrafa residente especializada no estudo de métodos de trabalho em missões espaciais e, também, oceanográficas.

O principal propósito da campanha foi orientado para três objetivos científicos principais, que representam outras tantas tarefas em oceanografia operacional: 1) Realização de atividades oceanográficas tradicionais (perfis verticais, perfis 3D sinópticos); 2) Execução de tarefas que não são realizadas de forma rotineira por navios oceanográficos; 3) Recolha de dados

LSTS software tool chain (<https://lsts.fe.up.pt/toolchain>)

Esta plataforma de *software open-source* de comando, controlo, comunicações e autonomia, é utilizada em 20 países, em mais de 100 sistemas robóticos para operações com múltiplos veículos que comunicam através de WiFi, GSM, modems acústicos (para comunicações subaquáticas) e comunicações por satélite. É composta por várias ferramentas:

Neptus – o interface homem-máquina, que corre em computadores, e que suporta todo o ciclo de vida de uma missão, incluindo por isso, componentes de planeamento, de controlo de execução e de análise de dados de missão.

IMC – o protocolo de comunicações que é utilizado por todos os nós numa rede de veículos. Todos os sistemas nesta rede utilizam mensagens IMC para comunicar entre eles.

Dune – o *software* de bordo dos veículos que implementa algoritmos de planeamento, controlo, navegação, comunicações e autonomia, bem assim como todos os interfaces com os sub-sistemas de energia, de comunicações, sensores e atuadores.

Ripples – ferramenta baseada na Web para planeamento e controlo remoto, bem assim como para visualização e disseminação de dados.

coordenadas entre navio e sistemas robóticos. Estes três objetivos científicos tiveram por objeto de estudo uma frente oceânica.

As frentes oceânicas constituem alguns dos mais estáveis e persistentes elementos da estrutura dos oceanos desempenhando um papel muito importante num conjunto de processos e aplicações que incluem, entre outros, a circulação dos oceanos, a biodiversidade, as pescas, a navegação e a defesa, em particular no que refere à luta anti-submarina.

Frentes em oceanografia

Em oceanografia uma frente é uma fronteira entre duas distintas massas de água que, geralmente, se movem em duas direções diferentes. As duas massas de água podem ter temperaturas, salinidades ou densidades diferentes, ou apresentar diferenças noutros marcadores oceanográficos. É também devido a esta diversidade de características que algumas frentes são objeto de grande atividade biológica (por exemplo, algumas frentes podem ser identificadas pela elevada concentração de navios de pesca). As frentes podem ter escalas espaciais e temporais muito diversas, desde os metros e minutos, aos milhares de km em escalas planetárias. Algumas frentes são formadas e dissipadas em pouco tempo. Outras persistem por longos períodos de tempo.

A equipa selecionou, para objeto de estudo, a frente subtropical (STF) do Pacífico Norte, situada aproximadamente a 1850 quilómetros (30N-35N e 130W-135W) a oeste de San Diego, porto de escala do R/V Falkor. Esta é uma frente climática de grande escala – meso-escala na ordem de centenas de km – em que águas vindas de norte encontram águas mais quentes e com salinidades mais elevadas vindas do sul. É pouco profunda (cerca de 300 m), com uma forte assinatura em salinidade e baixa assinatura em temperatura, o que dificulta a sua localização do espaço com recurso a mapas de temperatura da superfície (SST), mais ainda porque se situa numa zona que se encontra nublada com muita regularidade, o que dificulta a sua observação do espaço. A seleção desta área de estudo teve a ver com a sua localização em águas internacionais, longe de áreas marinhas protegidas, o que simplifica consideravelmente os processos de obtenção de permissões, e, também, com o fato de não existirem estudos recentes desta frente. Os últimos estudos desta frente foram realizados nos anos 80 [7].

Meios e tecnologias utilizados

Os meios utilizados nesta campanha incluíram, para além do navio R/V Falkor com todo o seu equipamento de medição e de recolha de amostras de água, 3 UAV de descolagem/aterragem vertical (VTOL) equipados com câmaras no domínio do visível, do infra-vermelho e multi-espectral e, ainda de um sensor para medir concentrações do gás dimetilsulfureto (DMS), 2 *quadcopters* para filmagens, 1 ASV Waveglider [8] (movido com recurso à energia das ondas) e 2 ASV Saildrone [9] (veleiros autónomos), equipados com sensores para a medição de salinidade, temperatura e correntes no oceano, e 7 AUV (seis dos quais desenvolvidos em Portugal), equipados com sensores para a medição de salinidade, temperatura, pressão, clorofila-a, turbidez, oxigénio dissolvido e acidez, entre outros (fig. 2). Estes AUV, equipados com baterias de lítio, podiam executar missões com duração superior a 50 horas. Os AUV tinham a capacidade de planeamento a bordo, que lhes conferia uma grande autonomia para operações com durações superiores a dois dias, realizadas a distâncias do navio que poderiam exceder 30 km. Utilizaram-se comunicações por satélite para interagir com os AUV e com os ASV.



Figura 2 - AUVs e UAVs utilizados na campanha. (© cedida pelo Schmidt Ocean Institute).

A bordo do R/V Falkor foi instalado um centro de controlo de missão, distribuído por várias estações, todas suportadas pela plataforma de *software* do LSTS, com particular destaque para o *Ripples*, que geria a troca de dados e comandos com todos os veículos, bem assim como com todos os serviços de fornecimento de dados utilizados na campanha. Esta ferramenta suportava também um centro de controlo de missão localizado no Porto.

A campanha

Introdução

O navio R/V Falkor partiu e regressou a San Diego a, respetivamente, 28 de Maio e 17 de Junho de 2018. A campanha foi organizada em várias fases: 1) Reconhecimento prévio da área de operação com ASV, que teve início a 1 de Maio; 2) Trânsito de 3 dias para a área de operação; 3) Testes de sistemas na área de operação; 4) Mapeamento de uma pequena seção da frente; 5) Mapeamento de uma seção da frente; 6) Exploração da frente; 7) Trânsito de 3 dias para regresso a San Diego.

A equipa trabalhou ininterruptamente, com exceção dos trânsitos de e para San Diego, em 4 turnos diários de seis horas cada, com equipas de duas pessoas. Tal foi tornado possível pelo elevado grau de automatização do centro de controlo de missão e pela autonomia dos veículos. À equipa de operação, juntavam-se mais duas pessoas para as operações com UAV. Os restantes elementos da equipa trabalharam na análise de dados, no tratamento de amostras de água e, ainda, no planeamento de operações. Uma etnógrafa residente realizou o estudo científico das novas práticas de trabalho induzidas pelas novas ferramentas e tecnologias, em particular no que referia às interações entre cientistas e engenheiros.

Reconhecimento da área de operação

Os únicos dados in-situ relativos à frente STF, que se situa aproximadamente a meio caminho entre a Califórnia e o Hawaii, remontavam a campanhas efetuadas nos anos 70 e 80. Tornava-se assim essencial efetuar um reconhecimento prévio da área, tendo em vista determinar a localização exata da frente.

Para o efeito, foram utilizados os 3 ASV. Um *Waveglider* partiu da Califórnia e os dois *Saildrones* encontravam-se em trânsito numa viagem de retorno à Califórnia. Os dados de temperatura (SST) e salinidade (SSS) recolhidos por estes ASVs eram disponibilizados em tempo real na Internet.

Depois de chegar à área de operação, tendo partido da Califórnia, o *Waveglider* foi enviado para Sul, para efetuar uma seção meridional que iria atravessar toda a zona da frente. Os *Saildrones* recolheram o mesmo tipo de dados numa seção paralela, para Norte. Foram ainda efetuadas várias seções que atravessaram várias frentes, algumas das quais mais do que uma vez. Os dados de SSS eram, como esperado, os mais importantes para a deteção da frente STF, com variações significativas, de cerca de 0,5 psu [10], entre os dois lados da frente. Os incrementos em SST eram mais modestos (1 °C a 1,5 °C). Foram estes dados T-S que permitiram identificar a STF como a frente mais forte e mais robusta na área mapeada.

Utilização de dados de deteção remota

Foram utilizados vários tipos de dados de deteção remota por satélite, antes e durante a campanha. As imagens SST foram fornecidas por radiômetros instalados a bordo dos satélites Aqua e Terra operados pela NASA. Foram utilizados produtos de cô dos oceanos, tais como concentração de clorofila-a, provenientes do sensor MODIS do satélite Aqua e do sensor OLCI do satélite Sentinel-3 (ESA), mapas de salinidade da missão SMOS (ESA) e, ainda, mapas de dados históricos de salinidade obtidos pela missão Aquarius (NASA). Finalmente foram ainda utilizados mapas de SSH (sea surface height) baseados em dados de altimetria disponibilizados no site AVISO.

O tempo nublado que se fez sentir durante os primeiros dias da campanha inviabilizou a utilização de dados SST e de cô dos oceanos. A primeira imagem SST de qualidade foi obtida a 11 de Junho. Esta imagem veio a confirmar o que já se tinha inferido a partir dos dados recolhidos in-situ durante esse período: a existência de um grande filamento da frente, que se tornou num dos principais focos da observação durante o resto da campanha.

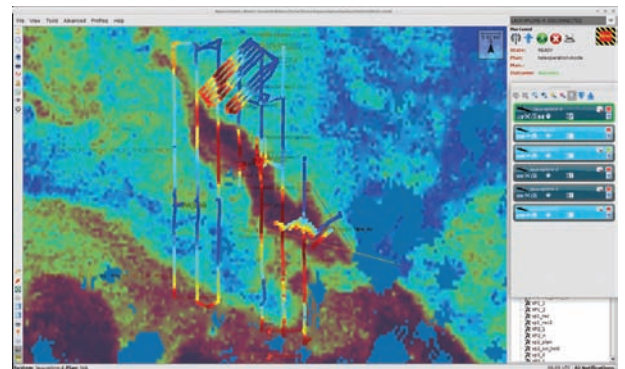


Figura 3 - Percursos percorridos por AUV, codificados com cores associadas a níveis de salinidade (salinidade crescente do azul para o vermelho) sobrepostos numa imagem SST, em que é visível o filamento a destacar-se da frente.

Mapeamento de um segmento da frente

O mapeamento em 3 dimensões de uma frente oceânica é uma das tarefas mais complexas em oceanografia operacional. Este foi executado, em simultâneo, com duas equipas, de três AUV cada, com o objetivo de demonstrar também o potencial das operações robóticas coordenadas (fig. 3). Foi adotado o formato dos trajetos utilizado pelos cortadores de relva, com as seções mais longas perpendiculares à frente. Os AUV executam perfis no plano vertical, com o formato de yo-yo, e com variação de profundidade entre 0 m e 100 m. Uma equipa de AUV era substituída pela outra quando era necessário recarregar as baterias. A duração da missão de cada equipa era limitada pela capacidade das baterias (50 h para uma das equipas).

Em paralelo, e coordenados com as missões dos AUV, foram também efetuadas dezenas de perfis verticais com a roseta do R/V Falkor para medições e

recolha de amostras de água, até 600 m, com o objetivo de estudar as distribuições bio-geo-químicas e biológicas ao longo da frente.

Exploração

Os dados recolhidos durante a fase de mapeamento foram utilizados para identificar hotspots para os estudos mais detalhados que se lhe seguiram. Estes incluíram perfis com elevada resolução espacial levados a cabo por AUV, que foram complementados com medições e recolha de amostras de água efetuadas a partir do navio. Foram efetuados voos com os UAV para recolher imagens nos domínios do visível, do infravermelho e ainda multiespectral, e para medir concentrações do gás dimetilsulfureto (DMS). Os UAV foram também utilizados como *relais* de comunicação para AUV e para transportar dados destes para o navio. O R/V Falkor, 3 AUV e 1 UAV movimentaram-se em formação com o objetivo de efetuar medições co-temporais sobre estes *hotspots*. Finalmente, foi também desenvolvido um novo algoritmo para seguimento autónomo de frentes, que foi testado com sucesso com o R/V Falkor, com o *Waveglider* e com um AUV.

Divulgação científica

A campanha teve também uma importante componente de divulgação científica, que tirou partido do sistema de comunicação por satélite estado da arte do R/V Falkor, que permitiu a realização de apresentações em direto, que chegaram a mais de 3500 estudantes dos Estados Unidos da América, de Portugal, da Noruega, de Moçambique, de Cabo Verde e de Espanha. No dia dos Oceanos foi realizada uma sessão em conjunto com dois outros navios oceanográficos, que difundida na Internet para todo o mundo. Foram efetuadas também sessões em direto com o museu Smithsonian, bem assim como com o *Massachusetts Institute of Technology*, que teve lugar durante a visita do Sr. Primeiro Ministro de Portugal e do Sr. Ministro da Ciência e Tecnologia a esta instituição.

Conclusões

Os objetivos técnico-científicos da campanha foram totalmente atingidos. Os AUV percorreram aproximadamente 1800 km, durante cerca de 500 horas, os ASV percorreram cerca de 18000 km, durante cerca de 2 meses, e os UAVs fizeram 25 voos autónomos, com uma duração total de cerca de 10 horas. A localização da frente subtropical do Pacífico Norte foi determinada, como previsto, e foi ainda estudado, com um detalhe sem precedentes, o segmento mais oriental desta frente. Neste âmbito, foi também mapeado, pela primeira vez, um filamento de mesoescala de uma frente oceânica, utilizando principalmente AUV para o efeito.

A campanha demonstrou o enorme potencial que a operação coordenada de navios e de múltiplos veículos não tripulados representa para o estudo dos oceanos. Demonstrou, também, o papel fundamental desempenhado pelo *software* de comando, controlo,

comunicações e autonomia do LSTS na coordenação e operação destes sistemas.

Os sistemas e tecnologias demonstrados com tanto sucesso nesta campanha podem ser utilizados em outras frentes oceânicas, bem assim como no estudo de outros fenómenos do oceano.

Agradecimentos

Esta campanha foi financiada, em grande parte, pelo Schmidt Ocean Institute (SOI). O seu sucesso deve-se a uma equipa multidisciplinar. Para o SOI e para esta excelente equipa [11] vão os mais sinceros agradecimentos.

Referências

- [1] <https://water.usgs.gov/edu/gallery/global-water-volume.html>
- [2] <http://www.argo.ucsd.edu/>
- [3] Curtin, T.B., Bellingham, J.G., Catipovic, J., Webb, D., 1993. Autonomous oceanographic sampling networks. *Oceanography* 6 (3), 86-94.
- [4] Lynn, R., 1986. The Subarctic and Northern Subtropical Fronts in the Eastern North Pacific Ocean in Spring, *Journal of Physical Oceanography*, Volume 16 No. 2, February 1986, pp.209-222
- [5] https://schmidtocean.org/cruise/exploring_fronts_with_multiple_aerial-surface-underwater-vehicles/
- [6] <https://lsts.fe.up.pt/>
- [7] Bellingham, J., Rajan, K., 2007. Robotics in Remote and Hostile Environments. *Science* (New York, N.Y.) 318. 1098-102. 10.1126/science.1146230.
- [8] <https://www.liquid-robotics.com/wave-glider/overview/>
- [9] <https://www.saildrone.com/>
- [10] psu: Practical salinity unit (Unidade de Salinidade Prática).
- [11] https://schmidtocean.org/cruise/exploring_fronts_with_multiple_aerial-surface-underwater-vehicles/#team



João Tasso de Figueiredo Borges de Sousa, é docente do Departamento de Engenharia Eletrotécnica e de Computadores da Faculdade de Engenharia da Universidade do Porto e diretor do Laboratório de Sistemas e Tecnologias Subaquáticas da Universidade do Porto. Tem um doutoramento e um mestrado em Engenharia Eletrotécnica e de Computadores, ambos concedidos pela

Universidade do Porto. Os seus interesses de investigação incidem sobre veículos submarinos, de superfície e aéreos não tripulados, sobre *software* de planeamento e controlo para redes de veículos, sobre otimização dinâmica e sistemas ciberfísicos. Recebeu vários prémios, entre os quais se destacam o prémio de inovação nacional na fileira do mar em 2006, um prémio de mérito pedagógico da Universidade do Porto em 2008 e, ainda, o IEEE/OES *rising star mid-career award* in 2018. É membro do *Advisory Committee do Swedish Maritime Robotics Centre* e do *MUSIC^2 Innovation Advisory Board* da NATO. Foi o cientista chefe da campanha *Exploring Fronts with Multiple Robots* financiada pelo *Schmidt Ocean Institute*. Publicou mais de 400 artigos, dos quais cerca de 40 artigos em revistas científicas internacionais.

A climatologia como ferramenta essencial no apoio à decisão em viticultura

João A. Santos¹, Helder Fraga²

¹ Dep. de Física, Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, Quinta dos Prados, Vila Real, Portugal

² Dep. de Agronomia, Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, Quinta dos Prados, Vila Real, Portugal

jsantos@utad.pt

Resumo

A Climatologia é uma disciplina eminentemente do domínio da Física, sendo o seu objeto de estudo o sistema climático. Ainda que neste sistema a atmosfera tenha um papel central, a interação complexa e não linear com os restantes subsistemas, onde se incluem os oceanos, requer abordagens multidisciplinares, que forcem o diálogo entre físicos e cientistas dos mais diversos domínios. A título ilustrativo, apresenta-se uma aplicação da Climatologia na avaliação dos impactos potenciais das alterações climáticas na viticultura. Estas abordagens aplicadas possibilitam o desenvolvimento de sistemas de apoio à decisão para a redução do risco e promoção da sustentabilidade de sectores vulneráveis às alterações climáticas. É também uma oportunidade para ressaltar o papel da Física na resposta aos desafios da sociedade atual.

O objeto de estudo da Climatologia

Em sentido lato, a Climatologia é a área científica que estuda o sistema climático em toda a sua abrangência [1]. Do ponto de vista da Física, o sistema climático pode ser encarado como um sistema termodinâmico composto, quase fechado (trocas de massa relativamente reduzidas com a sua vizinhança / universo exterior), encerrando várias componentes além da atmosfera, a sua componente central, designadamente a hidrosfera, biosfera, criosfera e litosfera. Entre estas diferentes componentes (subsistemas) ocorre uma multiplicidade de processos de transferência de massa, momento e energia, que se processam num espectro muito alargado de escalas espaço-temporais, desde frações de segundo até milhares de milhões de anos. A substância água permite um forte acoplamento entre os diferentes subsistemas, sendo o ciclo hidrológico um agente fundamental nos processos de interação. Os permanentes fluxos de água e as constantes transições de fase têm um papel determinante nestas interações. A interação oceano-atmosfera é indispensável na compressão do clima, sendo particularmente relevante na explicação de muitos mecanismos climáticos, nomeadamente dos episódios de El Niño / La Niña. Com efeito, os oceanos desempenham um papel fundamental na dinâmica do Sistema Climático e o seu estudo é absolutamente essencial

para a compreensão do clima. Contudo, a relevância das outras componentes na compreensão do clima tem vindo a ser demonstrada em numerosos estudos. A título de exemplo, refira-se a relevância da criosfera na circulação global oceânica e atmosférica, o papel da biosfera no ciclo do carbono e da água, ou a distribuição das massas continentais no balanço energético do planeta.

A fonte primária de energia do sistema climático é a radiação solar, que alimenta o sistema global, que funciona como uma máquina térmica que transporta incessantemente energia dos trópicos (fonte quente) para os polos (fontes frias), gerando permanentemente energia potencial disponível e energia cinética em várias escalas espaço-temporais. Deste modo, o sistema climático não é uma entidade em equilíbrio estático, nem mesmo em equilíbrio dinâmico. Na verdade, tem um comportamento dinâmico complexo e não linear, com flutuações mais ou menos acentuadas entre diferentes estados de quase equilíbrio. A prova deste comportamento é a sucessão de períodos glaciares e interglaciares ao longo da história do planeta. A variabilidade climática processa-se em escalas que vão de apenas algumas décadas a milhares de milhões de anos. A origem deste comportamento dinâmico é multifacetada, dependendo da escala temporal.

Uma parte significativa da variabilidade climática é atribuída a forçamentos externos (variabilidade externa), que variam desde a deriva continental, passando pelas alterações nos parâmetros orbitais da Terra (excentricidade da órbita, precessão e nutação dos equinócios ou inclinação do eixo de rotação), até alterações na atividade e luminosidade solar (manchas solares), entre outros. A estes forçamentos externos deve juntar-se a variabilidade interna ou livre do próprio sistema, isto é, toda a variabilidade possível num dado estado quando as condições de

fronteira do sistema são mantidas invariantes. A forte variabilidade atmosférica, parcialmente resultante do seu estado predominantemente gasoso, de baixa inércia e baixa capacidade calorífica, com consequentes curtos tempos de relaxação na resposta aos forçamentos, é potenciada por fortes gradientes diferenciais (horizontais e verticais) nos aquecimentos diabáticos (fluxos de radiação, calor sensível e latente), pelo campo gravitacional e pela rotação da Terra (indutora de acelerações inerciais). Esta variabilidade conjuga-se ainda com uma miríade de processos de retroação positiva (potenciadores de instabilidade) e negativa (potenciadores de estabilidade), quer dentro de cada componente individual do sistema climático, quer nas suas interfaces.

A variabilidade climática pode ser facilmente identificada através da variabilidade de diversas variáveis atmosféricas, tais como temperatura, precipitação, parâmetros de humidade, vetor vento ou fluxos radiativos, entre outras. Esta variabilidade nos elementos atmosféricos não só é transferida em cadeia para outras variáveis dos restantes subsistemas, sendo integrada num determinado domínio de escalas espaciais e temporais, mas é também influenciada por estes subsistemas. Trata-se, pois, de uma transferência bidirecional de variabilidade, através de uma cascata de subsistemas com forte hierarquização de escalas.

As distribuições de probabilidade das variáveis referidas atrás permitem caracterizar o clima de um determinado local. Não apenas as medidas de tendência central, mas também os extremos dessas distribuições, configuram características muito próprias de um determinado clima, não havendo nenhum clima rigorosamente igual entre dois locais distintos no planeta. Todavia, é possível agrupar condições climáticas semelhantes em classes ou categorias. Ao longo da história da Climatologia muitas têm sido as classificações climáticas propostas, sendo a de Köppen-Geiger a mais conhecida. Não deixando de ser um exercício muito útil de sistematização, todas elas apresentam limitações na sua aplicabilidade a domínios específicos.

Conforme enunciado atrás, a variabilidade climática é um processo natural, que sempre ocorreu e irá ocorrer ao longo de toda a vida do planeta Terra. Não obstante, a ação do Homem tem desencadeado perturbações nestes processos naturais que, de forma gradual e cumulativa, têm vindo a contribuir para as alterações climáticas mais recentes, observadas sobretudo nos últimos 40 anos. As emissões acentuadas de gases com efeito de estufa, tais como o dióxido de carbono e o metano, têm contribuído para um aumento contínuo nas concentrações atmosféricas destes gases, por via da sua contínua acumulação, favorecida por tempos de vida médios relativamente longos (algumas centenas de anos no caso do dióxido de carbono). Ora, estas alterações na composi-

ção química da atmosfera têm levado a uma intensificação do efeito de estufa natural, nomeadamente pela alteração dos fluxos de radiação solar e terrestre, com balanço líquido positivo para o planeta (superavit energético). Esta energia suplementar, integrada no tempo, conduz a um aumento da energia potencial disponível no sistema climático (e.g. subida no centro de gravidade da atmosfera), da energia cinética e da energia interna.

Estas alterações na energética do sistema têm como consequência alterações nos padrões espaciais e nos regimes temporais dos mais variados elementos climáticos da atmosfera (e.g. temperatura e precipitação), hidrosfera (e.g. correntes oceânicas, caudais, qualidade da água e reservas hídricas), criosfera (e.g. coberturas de gelo e neve, permafrost) e biosfera (e.g. fenologia de animais e plantas, produção de biomassa, stresses abiótico e biótico, trocas gasosas). Acresce ainda que o aumento da energia disponível no sistema climático potenciará a ocorrência de eventos extremos, incluindo extremos compostos, que resultam da ação combinada de vários extremos, dentro do mesmo subsistema ou em diferentes subsistemas. Deste modo, a avaliação dos impactos potenciais das alterações climáticas sobre os diversos elementos do sistema climático é essencial para uma melhor planificação de medidas de adaptação a essas alterações, bem como de opções de mitigação que permitam reduzir as emissões de gases com efeito de estufa para a atmosfera.

Modelação do clima e cenarização

A intrincada interação entre processos globais num vasto espectro de escalas espaço-temporais tornam as respostas do sistema climático altamente não lineares. Por conseguinte, atendendo à complexidade e extensão do sistema climático, a modelação é a única ferramenta que permite uma avaliação rigorosa da sua resposta a uma dada perturbação, designadamente ao forçamento antropogénico. Por esse motivo, foram desenvolvidos modelos de clima, que inicialmente incorporavam apenas a atmosfera, mas que foram consecutivamente incorporando os restantes subsistemas, ou partes destes. Com o desenvolvimento de computadores com capacidade de cálculo crescente, foi sendo possível incluir um número progressivamente maior de módulos nos modelos de clima, tendo a sua perícia na simulação do clima real e/ou observado vindo a aumentar de forma sucessiva. Tendo em conta estes resultados, os modelos de clima são uma ferramenta indispensável em estudos de sensibilidade climática, sendo, portanto, o laboratório da Climatologia.

Pelo exposto, assume-se que os mesmos modelos serão capazes de reproduzir climas futuros, com diferentes cenários de emissões de gases com efeito de estufa. Para tal, o Painel Intergovernamental para as Alterações Climáticas (IPCC) tem vindo a definir conjuntos ou famílias de cenários que pretendem traduzir, em equivalentes de carbono ou de forçamento radiativo, o efeito antropogénico no clima de diversas trajetórias possíveis de desenvolvimento socioeconómico para as próximas décadas [2]. Estes cenários, atualmente designados por *Representative Concentration Pathways* (RCP), são utilizados como entrada nos modelos de clima, permitindo, por conseguinte, avaliar a resposta do sistema climático a essas perturbações. No entanto, dada a sensibilidade às condi-

ções iniciais de cada modelo, as respostas devem ser analisadas de forma probabilística, ainda que as equações primitivas de base sejam determinísticas. Uma vez que existem diversos modelos de clima, com diferentes aproximações, concepções e formalismos, resoluções espaciais e temporais e esquemas de parametrização de processos de subescala, é comum em investigação climática a utilização de *ensembles* (conjuntos) de modelos para uma melhor avaliação das incertezas inerentes às cenarizações.

O acoplamento de outros modelos não atmosféricos, tais como modelos hidrológicos ou de culturas agrícolas, aos diferentes cenários e projeções permite uma avaliação dos impactos potenciais das alterações climáticas nos mais variados setores e sistemas. Este é o campo de ação da Climatologia aplicada, que exige equipas de investigação multidisciplinares, dado requerer conhecimentos transversais a vários domínios científicos (e.g., Física, Química, Biologia, Geologia, Geografia, Hidrologia ou Agronomia) para a implementação de cadeias de modelos e para a interpretação dos seus resultados intermédios e finais. Nas secções seguintes será exposto um caso de estudo ilustrativo de Climatologia aplicada.

Clima e viticultura

Como é sabido, as culturas agrícolas são, em geral, fortemente influenciadas pela meteorologia e pelo clima de cada região. A cultura da vinha, com grande tradição histórica nos países da Bacia do Mediterrâneo, incluindo em Portugal, é um exemplo clássico desta estreita ligação atmosfera-plantas. Ainda que na atualidade a vitivinicultura seja uma atividade de grande importância socioeconómica a nível global, a maioria das regiões vitivinícolas mundialmente famosas estão localizadas em regiões com climas mediterrânicos ou temperados quentes (Figura 1).

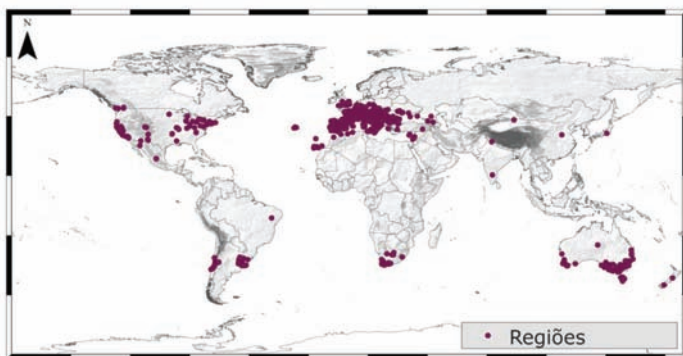


Figura 1 - Distribuição geográfica das principais regiões vitivinícolas mundiais.

Estas regiões são reconhecidas pelas suas distintas características climáticas, as quais têm uma elevada influência no produto final, as uvas e o vinho. As características climáticas de uma determinada região vitivinícola, nomeadamente as condições de temperatura, precipitação, humidade, vento e radiação, são fatores chave na determinação da adequação varietal (castas) e nos tipos de vinho produzidos nessa região [3].

Em geral, o clima de uma dada região e as condições meteorológicas num dado ano afetam fortemente o desenvolvimento da videira, visto que esta requer condições específicas de temperatura, intensidade e duração da radiação solar, e também de disponibilidade de água durante o seu ciclo de

crescimento. O ciclo vegetativo da videira compreende duas etapas: o período de dormência da videira e a estação de crescimento. No estado de dormência, que é iniciado com as baixas temperaturas durante o outono/inverno (acumulação de frio) e que se estende por aproximadamente quatro meses, a videira apresenta baixa atividade metabólica e mantém a sua aparência externa praticamente inalterada. Por outro lado, durante a estação de crescimento, a videira sofre constantes mudanças morfológicas e fisiológicas, principalmente provocadas por forçamentos térmicos (acumulação de calor). Um aumento da temperatura do ar durante a primavera define o fim do período de dormência da videira e a subsequente acumulação de calor impulsionará a progressão dos diferentes estados fenológicos. A duração dos estados fenológicos difere de acordo não apenas com a casta (variedade), mas também com o clima de cada região e com as condições meteorológicas de um determinado ano. Vários estudos, em diferentes partes do mundo, demonstraram que a duração da estação de crescimento da videira está diretamente relacionada com a temperatura média da estação de crescimento [4], embora também possa estar ligada à humidade do solo e às práticas de gestão de culturas [5].

A precipitação também é um fator crítico em viticultura, principalmente nas videiras de sequeiro (não regadas), uma vez que esta governa a disponibilidade de água no solo e os níveis de stresse hídrico das plantas, levando a uma ampla gama de efeitos, embora em grande parte dependentes do estado de desenvolvimento em que a planta se encontra. No entanto, condições atmosféricas moderadamente secas e estáveis durante o amadurecimento (período de maturação) são geralmente favoráveis à produção de uvas e vinhos de elevada qualidade. Pelo contrário, a precipitação excessiva é geralmente desfavorável à maturação, em parte devido à diluição do açúcar nos bagos e a diversas perturbações na síntese de compostos químicos benéficos, mas também favorece a propagação de doenças e pragas na vinha, requerendo a aplicação de copiosos tratamentos fitossanitários.

A radiação solar é também um fator chave, que é limitante em climas com maior nebulosidade e/ou latitude mais elevada. Durante a maturação, o açúcar e os compostos fenólicos são favorecidos pelos dias de elevada radiação solar. Assim, regiões com menor insolação tendem a otimizar a exposição solar da videira, aproveitando as inclinações dos terrenos, ou outras características orográficas locais, e ajustando os sistemas de condução e a densidade de plantação. Com folhas e cachos mais expostos a fotossíntese é favorecida, mas ao mesmo tempo aumenta as necessidades de água e potencia outros problemas, como queimaduras solares nas folhas e cachos. Por outro lado, videiras menos expostas, com bagos a temperaturas mais baixas, resultam em menores

concentrações de açúcar e maior acidez, comprometendo a qualidade do vinho.

Impactos

Vários estudos científicos têm-se dedicado à avaliação dos impactos da variabilidade climática na viticultura e no vinho. As temperaturas médias da estação de crescimento (dependente do hemisfério) têm vindo a aumentar para a maioria das regiões vitícolas do mundo [6]. Associadas às tendências de aquecimento nas últimas décadas, também foram identificadas mudanças no desenvolvimento fisiológico e no crescimento da videira para diferentes regiões vitivinícolas mundiais. De fato, vários estudos já relataram antecipações nos estados fenológicos e encurtamentos da estação de crescimento da videira em resposta a essas tendências de temperatura crescente [6]. Os avanços nos tempos fenológicos, com por exemplo a maturação a ocorrer durante um período mais quente, pode ter impactos negativos nas propriedades dos bagos e na qualidade do vinho, ameaçando a tipicidade do vinho de uma determinada região, ou mesmo a sua adequação vitícola.

Atendendo a que as projeções de alterações climáticas para o século XXI estão alinhadas com as tendências recentes, apontando mesmo para a sua intensificação, espera-se que estas tenham impactos não negligenciáveis na viticultura nas próximas décadas. Alterações nos padrões espaciais de temperatura e precipitação, bem como nos regimes temporais (por exemplo, sazonalidade), podem de facto modificar consideravelmente as condições agroclimáticas das zonas vitivinícolas atuais e alterar irremediavelmente a sua adequação vitivinícola. Estudos de alterações climáticas para Portugal [7], Grécia [8], Alemanha [9], Itália [10], Espanha [11], França [12], entre outros, projetam um aumento geral na temperatura média da estação de crescimento para as próximas décadas. Como resultado, a antecipação dos tempos fenológicos pode afetar de forma significativa a qualidade do vinho produzido em climas futuros, como já mencionado anteriormente.

Mais especificamente, índices de produtividade, fenologia, stresse hídrico e stresse de azoto na Europa foram analisados num estudo recente [13], para os climas atuais (1980–2005) e futuros (2041–2070), em dois cenários de forçamento radiativo antropogénico (RCP4.5 e RCP8.5). Para este estudo foi utilizado o modelo de cultura STICS, um modelo dinâmico, baseado em processos, com um módulo específico que simula o desenvolvimento fisiológico da videira. Este modelo foi acoplado aos dados climáticos, do solo e do terreno, tendo também implicitamente em consideração os possíveis efeitos fisiológicos do aumento das concentrações atmosféricas de CO₂. Para as simulações futuras, as mudanças projetadas destacam a diminuição na produtividade em algumas regiões do sul da Europa, incluindo Portugal (Figura 2).

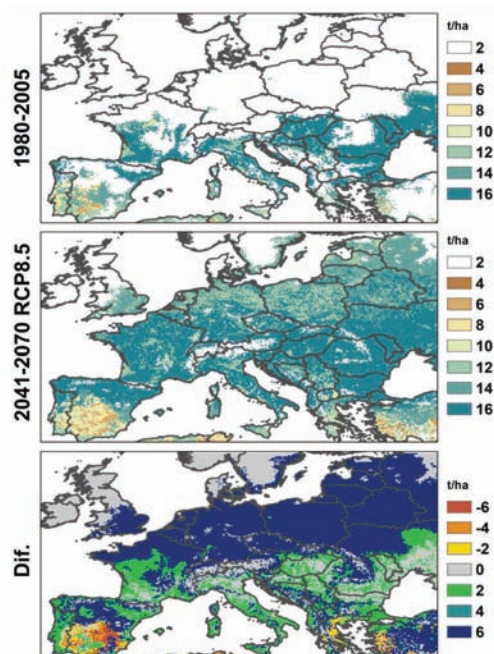


Figura 2 - Produtividade da videira na Europa no período (a) 1980-2005, (b) 2041-2070 (RCP8.5) e (c) respetiva variação (b) - (a).

Verifica-se também uma extensão para o norte da aptidão vitícola até ao paralelo 55°N, o que se pode traduzir no surgimento de novas regiões vitícolas no norte da Europa. Apesar da forte heterogeneidade regional, projeta-se que os tempos fenológicos médios (abrolhamento, floração ou pintor/veraison) ocorram muito mais cedo do que atualmente (e.g., o abrolhamento pode ser antecipado em cerca de 1 mês). A secura acentuada e o stresse hídrico severo no Sul da Europa, como é o caso do Sul da Península Ibérica e Sul de Itália, poderão reduzir a produtividade da videira e levantar questões de sustentabilidade económica que devem ser devidamente avaliadas e acauteladas. A título de exemplo, foi testada com o modelo STICS a aplicação da rega como opção de adaptação para a viticultura em Portugal [14]. Os resultados permitem determinar as necessidades de rega de forma a manter os níveis atuais de produção de uva (Figura 3). Estes resultados podem ser utilizados em modelos econométricos, que permitam avaliar os custos desta

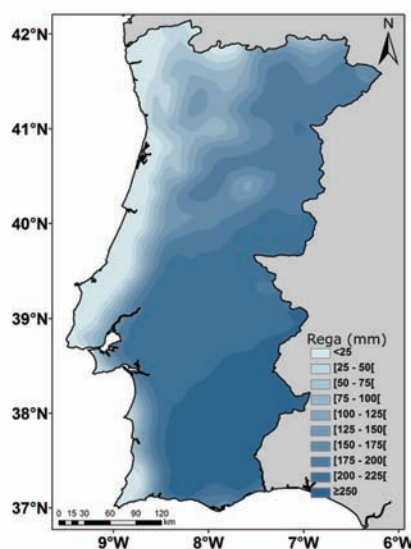


Figura 3 - Necessidades de rega (em mm) em Portugal para a manutenção dos níveis atuais de produção de uva no período 2041-2070 e para o cenário RCP8.5.

medida concreta de adaptação às alterações climáticas, servindo como ferramenta de apoio à decisão do viticultor.

Considerações finais

A Climatologia, à semelhança da Meteorologia, é iminentemente uma disciplina do domínio científico da Física. Todavia, se por um lado a sua aplicação a contextos mais específicos requer uma abordagem multidisciplinar, permite, por outro lado, o desenvolvimento de ferramentas de apoio à decisão, particularmente pertinentes no contexto atual de alterações climáticas e de preocupação crescente com os seus impactos. Estas ferramentas podem, pois, ser utilizadas pelos diversos agentes e decisores de setores vulneráveis às mudanças climáticas, o que permite o delineamento de medidas e estratégias de adaptação adequadas e oportunas, reduzindo a vulnerabilidade e o risco, aumentando a resiliência e promovendo a sustentabilidade ambiental e económica.

O projeto H2020 Clim4Vitis pretende dar resposta a alguns destes desafios para a viticultura Europeia, potenciando a transferência de conhecimento entre parceiros e para o setor produtivo, desenvolvendo ações de capacitação técnico-científica e promovendo a disseminação de resultados junto dos diversos agentes e decisores. Para mais informações sugere-se a consulta da página web do projeto (<https://clim4vitis.eu/>).

Nestas circunstâncias, a Física e os físicos têm um papel central em todo o processo, sendo uma excelente oportunidade para afirmar a Física como uma ciência moderna, que continua a procurar soluções para os problemas atuais e emergentes da nossa sociedade.

Referências

- [1] Peixoto, J.P. and A.H. Oort, *Physics of climate*. 1992, New York: American Institute of Physics. xxxix, 520 p.
- [2] IPCC, *Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, ed. IPCC. 2014, Geneva, Switzerland: IPCC. 151 pp.
- [3] Magalhães, N., *Tratado de viticultura: a videira, a vinha e o terroir*. 2008, Lisboa, Portugal: Chaves Ferreira. 605.
- [4] Jones, G.V., *Climate and Terroir: Impacts of Climate Variability and Change on Wine In Fine Wine and Terroir - The Geoscience Perspective*. Macqueen, R.W., and Meinert, L.D., (eds.). 2006, Newfoundland, Canada: Geoscience Canada, Geological Association of Canada.
- [5] Webb, L.B., et al., *Earlier wine-grape ripening driven by climatic warming and drying and management practices*. *Nature Climate Change*, 2012. 2(4): p. 259-264.
- [6] Jones, G.V., et al., *Climate and Wine: Quality Issues in a Warmer World*. Proceedings of the Vineyard Data Quantification Society's 10th Econometrics Meeting. Dijon, France, 2004.
- [7] Fraga, H., et al., *Climatic suitability of Portuguese grapevine varieties and climate change adaptation*. *International Journal of Climatology*, 2016. 36(1): p. 1-12.
- [8] Lazoglou, G., C. Anagnostopoulou, and S. Koundouras, *Climate change projections for Greek viticulture as simulated by a regional climate model*. *Theoretical and Applied Climatology*, 2017.
- [9] Neumann, P.A. and A. Matzarakis, *Estimation of wine characteristics using a modified Heliothermal Index in Baden-Wurtemberg, SW Germany*. *International Journal of Biometeorology*, 2014. 58(3): p. 407-415.
- [10] Eccel, E., et al., *Simulations of quantitative shift in bio-climatic indices in the viticultural areas of Trentino (Italian Alps) by an open source R package*. *Computers and Electronics in Agriculture*, 2016. 127: p. 92-100.

- [11] Ramos, M.C., *Projection of phenology response to climate change in rainfed vineyards in north-east Spain*. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2017. 247(Supplement C): p. 104-115.
- [12] Duchene, E. and C. Schneider, *Grapevine and climatic changes: a glance at the situation in Alsace*. *Agronomy for Sustainable Development*, 2005. 25(1): p. 93-99.
- [13] Fraga, H., et al., *Modelling climate change impacts on viticultural yield, phenology and stress conditions in Europe*. *Global Change Biology*, 2016. 22(11): p. doi:10.1111/gcb.13382.
- [14] Fraga, H., I. García de Cortázar Azares, and J.A. Santos, *Viticultural irrigation demands under climate change scenarios in Portugal*. *Agricultural Water Management*, 2018. 196: p. 66-74.



João Santos, é Professor no Departamento de Física da Escola de Ciência e Tecnologia da Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro (UTAD, <http://www.utad.pt/>). Tem Agregação em Física (2012), Doutoramento em Climatologia/Meteorologia pela Universidade de Lisboa (2005) e Licenciatura em Ciências Geofísicas pela Universidade de Lisboa (1995). Tem como áreas de especialização as Ciências Atmosféricas, Climatologia, Alterações Climáticas e os seus impactos. É membro integrado do Centro de Investigação e de Tecnologias Agroambientais e Biológicas (CITAB, <https://www.citab.utad.pt/>). É também Investigador principal da linha do CITAB: "Monitorização integrada dos impactos climáticos e ambientais: estratégias de adaptação e mitigação". Tem participado em diversos projetos nacionais e internacionais e é atualmente investigador responsável pelo projeto europeu H2020 – Clim4Vitis.



Helder Fraga, é Investigador doutorado no Departamento de Agronomia da Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro (UTAD, Portugal), além de membro do Centro de Investigação e de Tecnologias Agroambientais e Biológicas (CITAB). O seu trabalho atual foca-se nos efeitos do clima e das alterações climáticas em várias culturas relevantes na bacia do Mediterrâneo, particularmente na viticultura e no olival. Colaborou em mais de 15 projetos de investigação financiados por fundos nacionais e europeus. É autor de mais de 40 publicações indexadas no JCR, 1 edição de livro, 2 capítulos de livros, mais de 80 publicações / trabalhos em reuniões científicas e orador convidado em vários seminários científicos técnicos. Faz parte da equipa editorial da revista *Agronomy* e da revista *IVES Technical Reviews*.

Os oceanos, Magalhães e o Tempo

Carlos Herdeiro

Nestes dias da pandemia Covid-19 refletimos sobre a globalização. Celebramos também os 500 anos de um marco da globalização, que muito tem a ver com os Oceanos: a primeira viagem de circum-navegação do globo, iniciada em 20 de Setembro de 1519, comandada por Fernão de Magalhães, e finalizada a 6 de Setembro de 1522, sob a liderança de Juan Sebastián Elcano.

O relato dessa viagem, chegou-nos pelas notas de Antonio Pigafetta (*“Relazione del Primo Viaggio Intorno Al Mondo”*), publicadas em 1525, um Italiano que pagou do seu bolso para participar na viagem de Magalhães, onde serviu de cartógrafo e intérprete. Foi também um dos 18 homens da armada de 260, que completaram a viagem.

Baseados nesta crónica, e em outros documentos, vários livros modernos detalham a que foi, provavelmente, a maior odisseia marítima da história da Humanidade (recomendo o livro de Laurence Bergreen, *“Fernão de Magalhães, para além do fim do mundo”*); uma epopeia de coragem, política, intriga e aventura. Uma tal viagem ao desconhecido tinha também de ter aspetos científicos curiosos. Relato aqui um deles.

A “armada das Molucas”, capitaneada por Magalhães e composta por 5 navios partiu de Sanlúcar de Barrameda, Cádiz, Espanha (fig. 1). O Português, olhado com desconfiança por alguns dos capitães Espanhóis, ao longo da viagem reprimiu motins, venceu tempestades e cimentou a sua liderança. Em abril de 1521 estava no seu auge como explorador. Atravessou o Atlântico, cumpriu a sua promessa de descobrir uma passagem através do continente Americano (o estreito de Magalhães), navegou por mares nunca antes navegados, atravessando o Oceano Pacífico ao qual deu o nome, e reclamou para Espanha as Filipinas, entre outras paragens, convertendo ainda para a Fé Cristã muitos ilhéus.

Provavelmente apoderado por uma sensação de destino e invencibilidade, Magalhães envolveu-se num conflito tribal na região de Cebu, Filipinas, ao ponto de correr riscos desnecessários e tomar parte numa batalha mal preparada. Parcialmente traído pelos seus, e certamente traído pelo seu bom senso, aí tombou, numa paradisíaca praia da ilha de Mactan, perante as forças de um líder tribal chamado Lapu Lapu. Uma placa comemorativa afirma, no local, “Aqui, a 27 de Abril de 1521, Lapu Lapu e os seus homens, repeliram os invasores Espa-

nhóis, matando o seu líder Fernão de Magalhães”. Lapu Lapu tornou-se assim o primeiro Filipino a repelir a agressão Europeia.

A viagem continuou, capitaneada pelo Basco Sebastián Elcano, um dos líderes de um motim na costa Americana, que Magalhães havia poupado. Depois das desejadas ilhas das especiarias, navegar o Oceano Índico, circundar África, a 8 de Junho de 1522, o *Victória*, único navio sobrevivente da Armada, atravessou pela quarta vez o equador. Num reabastecimento, nas ilhas de Cabo Verde, os homens de Elcano confirmaram a data com os Portugueses na ilha, para se certificarem que o diário de bordo se mantinha exato, após quase três anos de registos. A resposta foi quinta feira e desconcertou os marinheiros, pois o diário indicava quarta feira. Como tinham perdido um dia?

Apenas mais tarde se percebeu que, ao viajarem para Ocidente voltando ao mesmo meridiano, tinham ganho 24 horas. 24 horas divididas por três anos dá pouco mais de um minuto por dia, em média, impossível de perceber aos marinheiros. Mas isto significava que os marinheiros tinham comido carne às sextas e celebrado a Páscoa numa segunda feira, violando a sua fé.

Nenhum astrónomo ou pessoa de ciência no Ocidente tinha antecipado que esta correção era necessária. Foi preciso que se fizesse a primeira viagem de circum-navegação para compreender a necessidade desta correção. Hoje, como é sabido, existe uma Linha Internacional de Data, que faz quem viaja de este para oeste ganhar um dia, o tal dia perdido pela Armada das Molucas.

Duas reflexões para terminar: 1) às vezes, a experiência revela factos que, óbvios *a posteriori*, a teoria não antecipou; 2) vá-se lá explicar isto com a “teoria” da Terra Plana....



Figura 1 - Azulejo comemorativo da primeira viagem de circum-navegação, na fachada lateral de Biblioteca Municipal de Sanlúcar de Barrameda.

Como se formam as ondas

Constança Providência

Centro de Física, Universidade de Coimbra

Material

- bacia grande redonda
- secador de cabelo
- cronómetro
- caderno
- conta-gotas ou colher pequena

Fazendo ondas!

Certamente já te sentaste na praia a ver as ondas chegarem e quebrarem na areia. Sabes o que origina as ondas do mar? É o vento! Também num lago ou num rio a ondulação que observamos é devida ao vento (figs. 1 e 2). Enche uma bacia grande ou a banheira com água, liga um secador de cabelo e aponta-o para a água sem deixares que a água o molhe para não estragares o secador e não apanhares um choque (fig. 3). O que observas? Formam-se ondas como as dum rio ou lago! Só em



Figura 1 - Ondas no mar



Figura 2 - Ondas no rio Mondego



Figura 3 - Ondas feitas por um secador de cabelo

dias muito calmos a água de um lago se torna num verdadeiro espelho. Mas na verdade o que é uma onda e como posso criar uma onda?

Prepara uma bacia redonda grande com água, cerca de 5 cm a 10 cm de altura de água (fig. 4). Espera que a água fique parada e com um conta gotas ou uma pequena colher de café deixa cair uma gota no centro da bacia. O que observas?

Formou-se uma onda que se move em direção às paredes da bacia! Que forma tem? É uma onda circular (fig. 5)! Desenha no teu caderno a bacia e a forma da onda que se formou assinalando com uma cruz o local onde a gota caiu. São como as ondas que se formam num lago ou numa poça quando começa a chover. São sempre circulares se não existirem obstáculos à volta e a onda se puder propagar sem ser perturbada: todas as direções são equivalentes, ou, dito por outras palavras, nada distingue as diferentes direções.

Experimenta agora deixar cair uma gota de água perto da parede da bacia. Qual a forma da onda? Desenha no teu caderno, anotando sempre o local onde a gota caiu. E o que acontece se colocares um obstáculo na bacia fora do centro? Volta a deixar cair a gota no centro da bacia (fig. 6). Qual a forma da onda nestas condições? Consegues explicar porquê? Coloca outros obstáculos e anota o padrão das ondas que obténs. Quando as ondas se cruzam, interferem, somando-se ou subtraindo-se, ou seja, reforçando-se ou anulando-se.



Figuras 4 a, b, c, d: Propagação de uma onda circular



Figuras 5 - Onda circular (Crédito: Roger McLassus) https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/4/43/2006-01-14_Surface_waves.jpg



Figura 6 a, b, c, d: Onda lateral

Volta a deitar outra gota no centro da bacia e observa o que acontece à onda quando chega às paredes da bacia. A onda é refletida e volta para trás até ao centro da bacia. Podes ver que, uma vez atingido o centro da bacia, uma onda bem mais baixa (menos intensa) volta novamente a dirigir-se em direção às paredes da bacia. Quantas voltas a onda consegue fazer até desaparecer?

Faz a seguinte experiência com um colega. Vão precisar dum cronómetro. Verifica se o teu telemóvel tem um. Pede ao colega para cronometrar o tempo que a onda demora a voltar ao centro a partir do momento em que deitas a gota na bacia. Deves deitar sempre gotas iguais e sempre da mesma altura, cerca de um palmo acima da superfície da água. Façam cinco medições e tomem o valor médio. Para calcular o valor médio basta somarem o tempo das cinco medições e dividirem pelo número de medições.

Volta a repetir a experiência mas desta vez deita a gota de cerca de um metro de altura. Como são as ondas que se formam relativamente às anteriores? Quanto tempo demora a onda a percorrer a distância centro-parede-centro nestas condições?

Como se forma a onda e por que é que a onda depende da altura a que deitas a gota? Ao deixares cair a gota de água estás a transferir energia para a água da bacia. Quanto maior for a altura da qual a gota cai maior a quantidade de energia que transmite à água da bacia. A água é formada por pequenas partículas a que chamamos moléculas. Quando uma gota de água cai na bacia coloca as partículas da água em movimento, oscilando para cima e para baixo. Quanto

maior for a altura de que deitaste a gota maior é a amplitude deste movimento oscilatório. Repara que se colocares um pequeno objeto a flutuar, por exemplo um bocadinho de cortiça, ele não segue a onda, apenas se desloca para cima e para baixo. Quando a gota cai, primeiro movem-se as partículas de água sobre as quais a gota caiu. Mas estas partículas estão ligadas às vizinhas e perturbam-nas obrigando-as a entrar em movimento, as quais, por sua vez, vão perturbar também as suas vizinhas e é deste modo que a onda chega às paredes da bacia. Aqui a onda é refletida, isto é, a parede empurra a onda de volta para o centro da bacia.

Porque é que as partículas da água se deslocam para cima e para baixo? Na verdade, uma partícula é empurrada para baixo mas logo quer voltar à sua posição de equilíbrio. Volta para cima mas, como ultrapassa a posição de equilíbrio antes de parar, volta a ir para baixo e assim sucessivamente em torno da sua posição de equilíbrio. Na verdade a energia inicialmente transferida para a água, vai sendo cedida às partículas vizinhas e acaba por se esgotar: a amplitude das oscilações é cada vez menor e a onda desaparece. As ondas do mar (fig. 7), são mais complicadas de descrever: o vento vai sempre fornecendo mais energia às ondas e, por isso, enquanto houver vento há sempre ondas. A forma das ondas do mar também depende da profundidade da água, e no mar a profundidade da água varia muito. Mas os surfistas sabem onde encontrar as melhores ondas!



Figuras 7 - Onda gigante com surfista (Surfista: Créditos Shalom Jacobovitz)
https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/4/4e/Mavericks_Surf_Contest_2010b.jpg

notícias

Aconteceu



A SPF organizou e dinamizou, com a colaboração da Universidade de Évora, o 7.º Encontro de Professores de Física e Química, que decorreu no Colégio Luís António Verney, Universidade de Évora, nos dias 5 e 6 de Setembro de 2019. O Encontro foi acreditado pelo Conselho Científico Pedagógico da Formação Contínua, como Ação de Formação para Professores do 3.º ciclo do Ensino Básico e do Ensino Secundário - grupo 510, e contou com 120 participantes.

Foram ainda dinamizadas duas ações de formação creditadas- “Oficina de Formação em Física Experimental” – regime b-learning e “Eletricidade e Eletromagnetismo no Ensino Secundário” – regime presencial.

A ação “Oficina de Formação em Física Experimental” decorreu com duas turmas em simultâneo, em Lisboa, no IST, e no Porto, no colégio Luso-Francês, de novembro de 2019 a janeiro de 2020, e a ação “Eletricidade e Eletromagnetismo no Ensino Secundário” durante o mês de janeiro, em Lisboa, no ISEL. A ação “Oficina de Formação em Física Experimental” coordenada pelo colega Horácio Fernandes (IST) e coadjuvada pela colega Liliana Jesuíno (AEEFS/SPF) e pelos alunos, do IST, David Neto, Manuel Santos, Carlota Cardoso e Mariana Silva. A ação “Eletricidade e Eletromagnetismo no Ensino Secundário” foi dinamizada pelos colegas António Casaca, José Tavares, Pedro Ferreira e Vitor Oliveira.

É de realçar que ambas as ações resultaram da identificação de uma constante dificuldade dos alunos para aplicar competências e saberes associados à

resolução de problemas (sobretudo pela via experimental). Neste sentido a SPF apostou na atualização de competências e saberes dos professores na área das ciências experimentais, nomeadamente nas áreas de eletromagnetismo e eletricidade, de forma a contribuir para a sua capacitação e posterior aplicações de competências com os seus alunos.

Foram ainda dinamizados 4 seminários de disseminação de práticas de referência no âmbito do desenvolvimento do currículo, designadamente na articulação das Aprendizagens Essenciais, na qualidade do ensino. Estes seminários resultaram da candidatura à DGE, por parte da SPF, de três seminários: “Desafios com a água e aprendizagens essenciais de Física e Química”; “O magnetismo terrestre” e “Potencialidades da utilização da plataforma Arduino para o desenvolvimento das Aprendizagens Essenciais em Ciência”. Os seminários “O magnetismo terrestre” e “Potencialidades da utilização da plataforma Arduino para o desenvolvimento das Aprendizagens Essenciais em Ciência” realizaram-se nas escolas secundária Dr Joaquim de Carvalho (Figueira da Foz), e secundária de Vendas Novas, com a colaboração do colega Carlos Portela e da colega Florbela Rego nas escolas anfitriãs, respetivamente.

O seminário “O magnetismo terrestre” foi dinamizado pelo colega Luís Matias (FCUL) e o seminário “Potencialidades da utilização da plataforma Arduino para o desenvolvimento das Aprendizagens Essenciais em Ciência” pelos colegas Luís Peralta (FCUL/LIP) e Vítor Oliveira (ISEL).

O seminário “Desafios com a água e aprendizagens essenciais de Física e Química”, teve duas edições, no dia 9 de novembro de 2019, na Escola Secundária de Montemor-o-Novo, com a colaboração do colega Vitor Jacinto da escola anfitriã e dia 1 de fevereiro de 2020, no Colégio Luso-Francês (Porto) com a colaboração do colega anfitrião, e vice presidente da SPF, Carlos Azevedo. Ambas as edições deste seminário foram dinamizadas pelo colega Carlos Portela (ESJCFF). Estes seminários foram enquadrados como ações de curta duração para a formação de professores.

Liliana Jesuíno

SPF – Sociedade Portuguesa de Física

Agrupamento de Escolas Escultor Francisco dos Santos (AEEFS)



Publicação das atas da Conferência Nacional de Física da Matéria Condensada, ocorrida de 8 a 10 de maio de 2019

A Conferência Nacional de Física da Matéria Condensada foi realizada de 8 a 10 de maio de 2019, na Faculdade de Ciências da Universidade do Porto, com o apoio da Sociedade Física Portuguesa (SPF). A organização esteve a cargo da Divisão de Física da Matéria Condensada da SPF. A Comissão Científica incluiu membros das Universidades do Porto, Minho, Aveiro, Coimbra, Lisboa e Nova de Lisboa, com trabalho de investigação internacionalmente reconhecidos na área.

O objetivo central por trás desta conferência foi reunir investigadores jovens e seniores em Física da Matéria Condensada, a fim de partilhar experiências, divulgar as informações mais recentes sobre o progresso nas suas especialidades e dar espaço a jovens cientistas. O encontro visou a construção de uma plataforma para a discussão e reflexão sobre o passado, presente e futuro deste campo de investigação em Portugal, e uma avaliação do seu impacto internacional. A conferência teve cento e quinze participantes registados de diferentes universidades e politécnicos portugueses, tornando esta reunião uma iniciativa verdadeiramente nacional. A conferência teve participação sempre ativa nas sessões orais e poster e nas discussões informais que ocorreram ao longo dos três dias da reunião. Houve oito palestras plenárias, proferidas por Eduardo V Castro, Michael Belsley, L. Pereira, Rui Travasso, Nuno AM Araújo, Ricardo Ferreira, Susana Cardoso e João Ventura, quarenta e quatro contribuições orais e quarenta e seis pósteres, cobrindo um grande número de tópicos que foram desde a investigação fundamental, a novas técnicas de caracterização e à Física de dispositivos. É de notar a participação de sessenta e cinco estudantes de mestrado e doutoramento, registados na conferência.

Em complemento ao programa do encontro, realizou-se na quinta-feira, 9 de maio, um dia dedicado ao projeto “Young Minds”, direcionado a estudantes de graduação em Física provenientes de todas as universidades portuguesas. Este projeto foi apresentado pela Dra. Roberta Caruso, da Universidade de Nápoles, e pela Dra. Teresa Coimbra, da Universidade de Aveiro. A apresentação da iniciativa Young Minds aos Núcleos de Estudantes de Física, destinou-se a difundir e fortalecer o projeto em Portugal, permitindo uma participação mais ampla de nossos alunos nas atividades da European Physical Society (EPS).

As atas (proceedings) da Conferência Nacional de Física da Matéria Condensada encontram-se agora online. A Divisão de Física da Matéria Condensada vem por este meio expressar os mais sinceros agradecimentos a todos os participantes que contribuíram para as atas, bem como aos referees que ajudaram a selecionar e a melhorar os manuscritos. Os nossos agradecimentos são estendidos à Comissão Científica, à Direção da SPF e ao Diretor da Faculdade de Ciências da Universidade do Porto. Um agradecimento especial à Fundação Engenheiro António de Almeida, pelo apoio financeiro da sua publicação. Esperamos que estes proceedings possam ser úteis não apenas para os investigadores diretamente envolvidos, mas também para a comunidade que trabalha em Física da Matéria Condensada e em Ciência de Materiais.

Os artigos encontram-se em <https://www.epj-conferences.org/articles/epjconf/abs/2020/09/contents/contents.html>

Nota de informação

Olimpíadas de Física 2020

As Olimpíadas Regionais de Física vão-se realizar em modo remoto no dia 6 de junho

Esta decisão foi tomada pela Comissão Olímpica e Direção da SPF, após consulta aos professores das escolas inscritas quer para o escalão A quer para o Escalão B, tendo em consideração que neste período letivo se deve manter a distância social e evitar aglomerações, mas que os jovens precisam de desafios para se manter ativos, resilientes e saudáveis.

TABELA DE PUBLICIDADE 2020



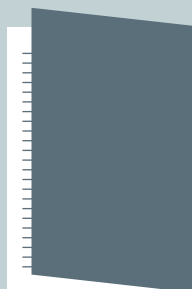
A) verso da capa



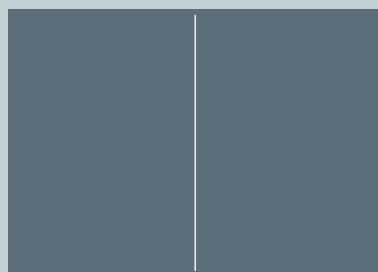
B) destacável/folha



C) verso da contracapa



D) contracapa



E) página dupla



F) página inteira



G)
coluna ou
1/2 página

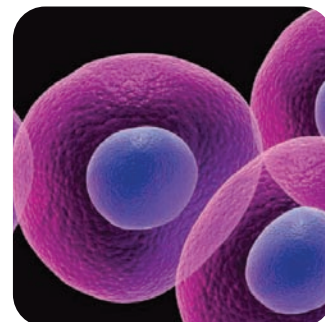
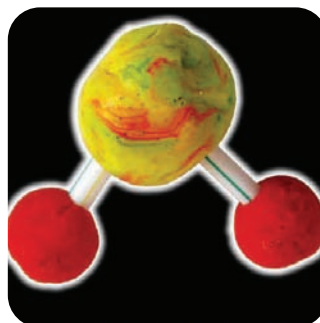
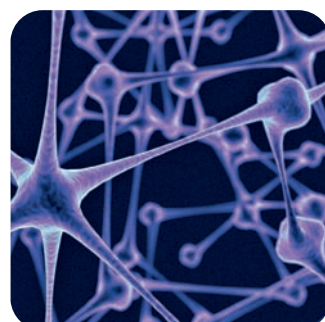
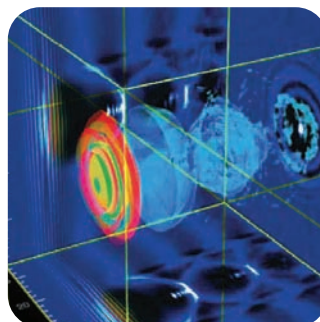
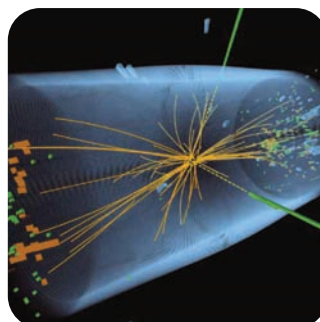


H)
1/4 página
ou faixa

Posição	Preço (Euros)	
	Ímpar	Par
A	1500	
B	1500	
C	1500	
D	2000	
E	2000	
F	1000	900
G	650	550
H	400	350
banner website	100/mês	



Para os físicos e amigos da física.
WWW.GAZETADEFISICA.SPF.PT



Aos preços da tabela acresce o IVA à taxa em vigor

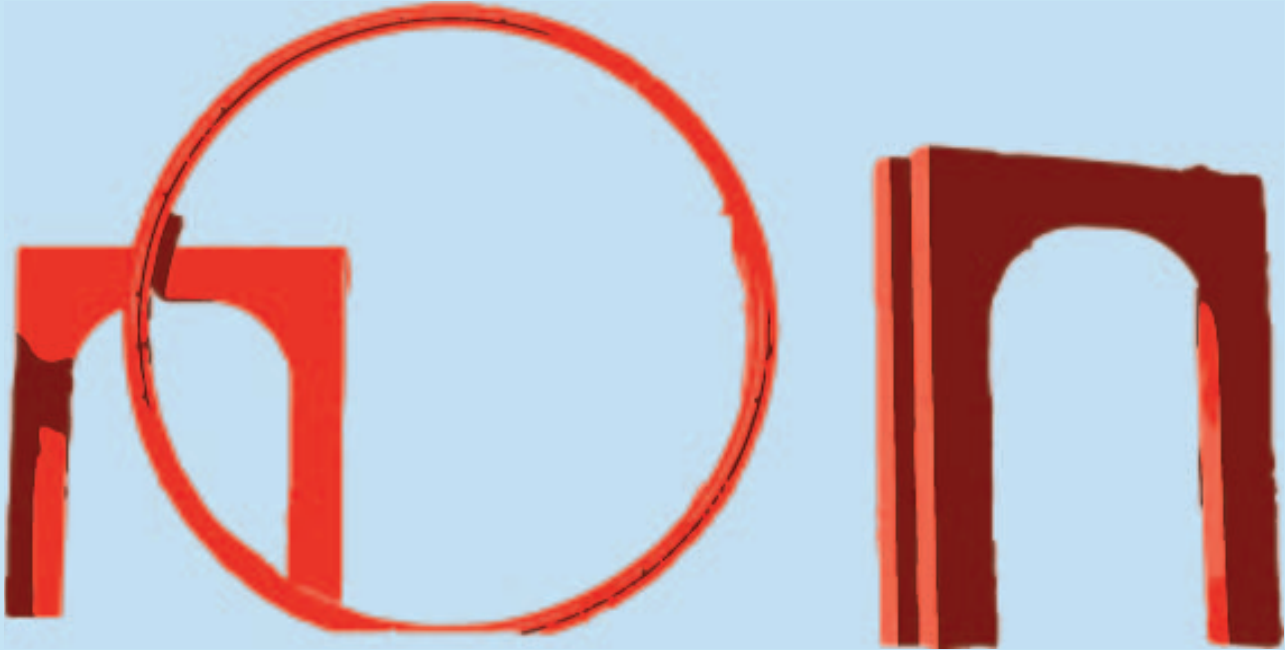
Descontos de quantidade:
2X: -20% 3X: -25% 4X: -30%

Tiragem anual 2018:
3000 exemplares

Contactos:
Sociedade Portuguesa de Física
Av. República 45, 3º esq. 1050-187 Lisboa
Tel: 351 21 799 36 65; *spf@spf.pt

FÍSICA 2020

22ª Conferência Nacional de Física | 30º Encontro Ibérico para o Ensino da Física



FISICA2020.spf.pt

| Espaço

Laser | Pilhas de Lítio

Oersted 200 anos | Oceanos

| Exoplanetas

Atómica e Molecular | Matéria Condensada | Nuclear e Partículas | Óptica e Plasmas

Geofísica | Oceanografia | Meteorologia | Astronomia e Astrofísica

Educação | História da Física | Física Médica | Física Aplicada à Engenharia

2 a 5 de setembro | Lisboa

Instituto de Educação da ULisboa