

# O método da reflexão sísmica na investigação dos oceanos

Luis Matias<sup>1</sup>, Álvaro Peliz<sup>1</sup>, Leonardo Azevedo<sup>2</sup>

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

<sup>2</sup> 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).

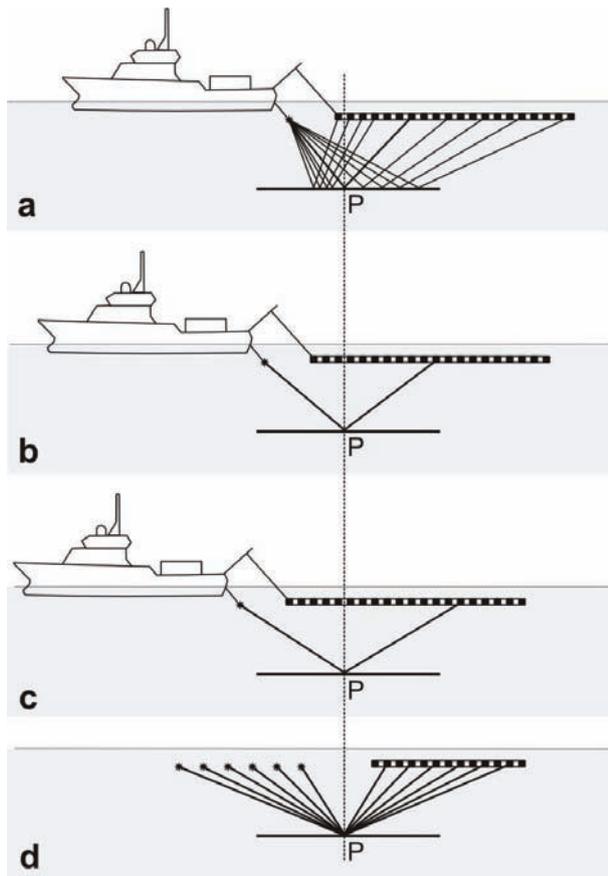


Figura 1 - Representação da aquisição de um perfil sísmico no oceano e ilustração do arranjo em ponto médio comum (ou CMP de *Common Mid Point*). a) ilustra-se o registro de um disparo por um conjunto de hidrofones (retângulos a cheio). Apenas alguns raios são traçados. O esquema mostra que o espaçamento 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).

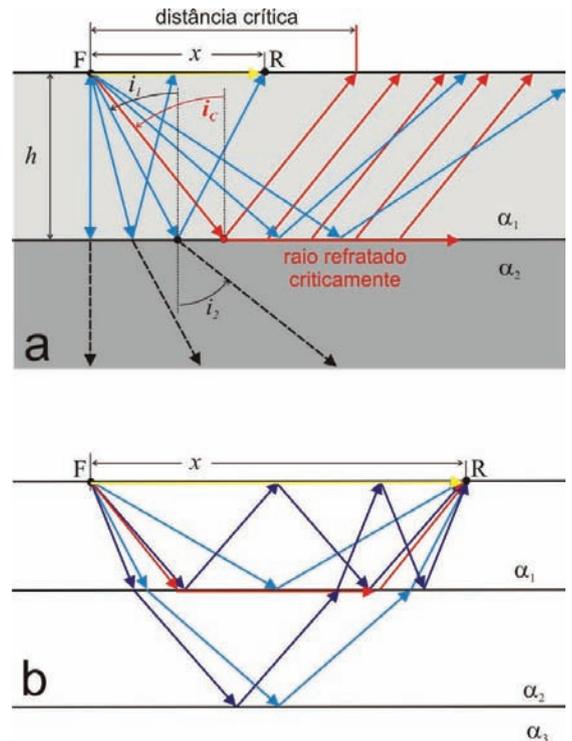


Figura 2 - Ilustração dos raios principais que se propagam num meio a partir duma fonte acústica à superfície. Nestes esquemas  $x$  representa a distância entre a fonte (F) e o recetor (R), *offset* em Inglês e de forma abreviada,  $\alpha$  representa a rapidez do som em cada meio e  $h$  a espessura 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  $\alpha_1$  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  $\alpha_1^{-1}$ .

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  $\alpha_1$  e  $\alpha_2$  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  $90^\circ$ , 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  $\alpha_2^{-1}$  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.

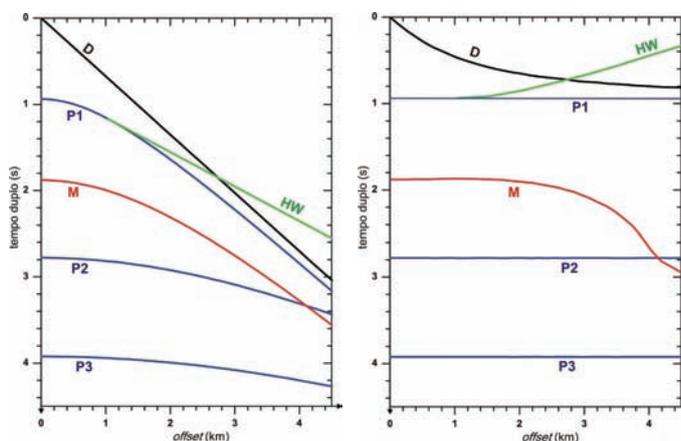


Figura 3 - Representação das curvas do tempo de propagação de várias ondas em função do *offset*. O modelo de propagação é formado por 3 camadas sobre um substrato com rapidez do som crescente. D - Onda direta, P1, P2, P3 - ondas primárias refletidas em 3 descontinuidades, HW - onda refratada criticamente na base da 1.<sup>a</sup> camada, M - onda refletida três vezes, duas na base da 1.<sup>a</sup> 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.<sup>o</sup> 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.<sup>o</sup> 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.

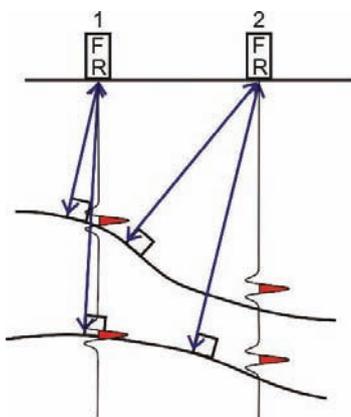


Figura 4 - Após o processamento básico obtemos um perfil sísmico *stack*. Cada traço (a vermelho) representa a energia refletida que seria obtida se a fonte (F) e o recetor (R) estivessem exatamente na mesma posição. Pelas leis da ótica, apenas a energia refletida na perpendicular dos refletores pode 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,  $\lambda$  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  $\sim 10$  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 ( $\phi$ ) é inferior à inclinação verdadeira ( $\theta$ ) 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

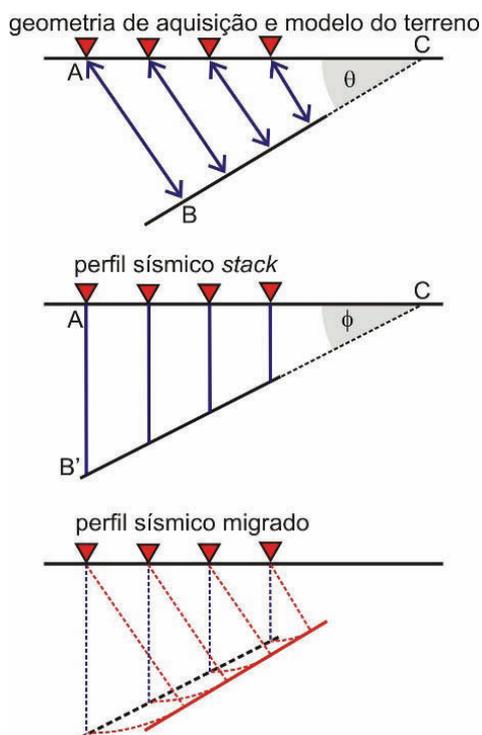


Figura 5 - Ilustração do processo de migração. a) no perfil sísmico *stack* apenas é registada a energia que se reflete perpendicularmente à descontinuidade, que faz um ângulo  $\theta$  com a horizontal. b) essa energia é gravada em traços sísmicos que são representados na vertical dos pontos CMP (triângulos invertidos). O refletor no perfil *stack* tem uma inclinação aparente  $\phi$  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  $\sim 20$  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.

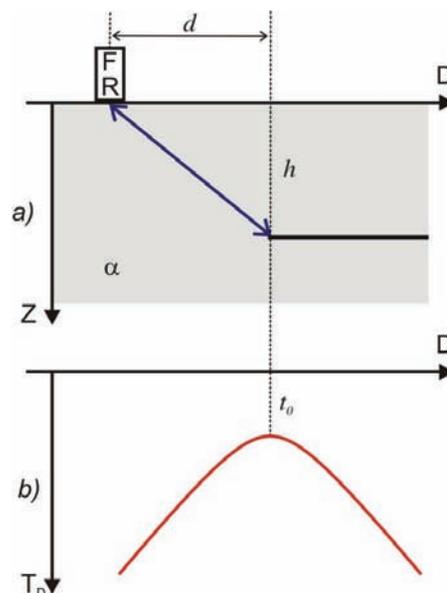


Figura 6 - Interpretação de difrações num perfil sísmico *stack* onde a energia fica registada como se a fonte (F) e o recetor (R) estivessem na mesma posição.  $D$  representa a posição do traço sísmico ao longo do perfil e  $Z$  a profundidade. a) Uma difração pode ser gerada pela súbita interrupção 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  $\alpha$  (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

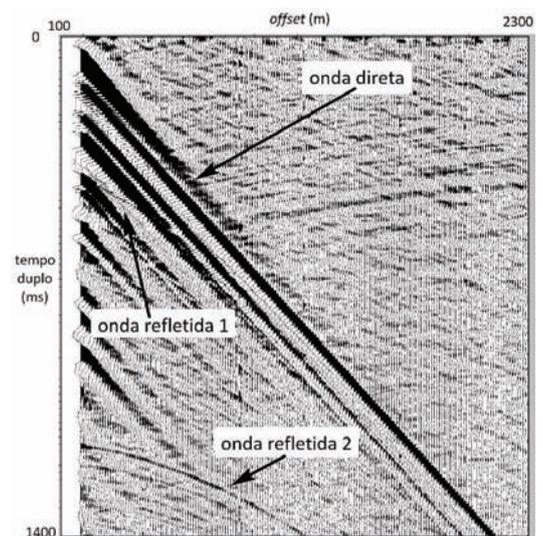


Figura 7 - Representação dos registos obtidos para um único disparo da fonte acústica. A onda dominante é a onda direta. Ela mascara algumas ondas refletidas, como é o caso da onda (1). A onda (2) está bem expressa e apresenta uma forma hiperbólica, como seria de esperar. Note-se ainda o elevado nível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

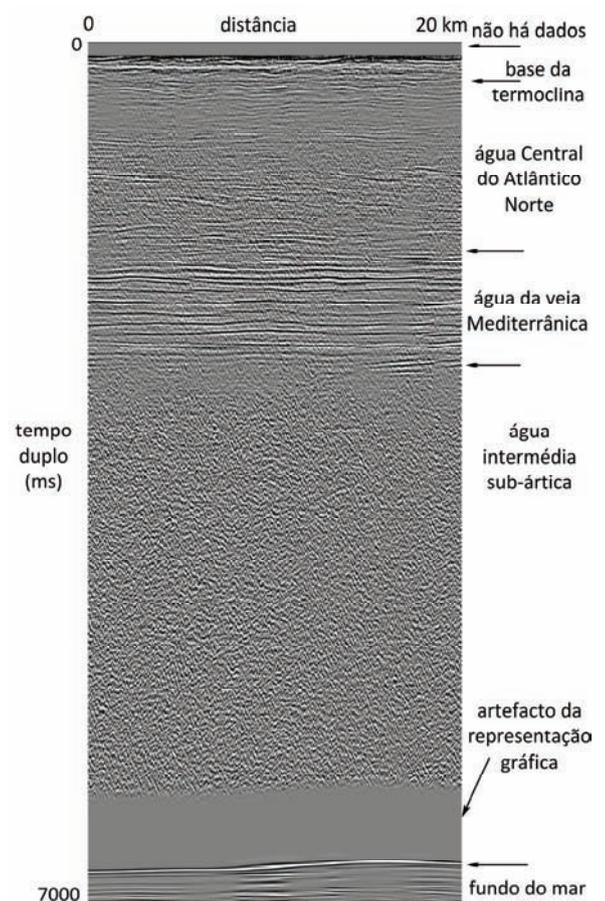


Figura 8 - Expressão das massas de água na Planície Abissal da Madeira no perfil sísmico. A termoclina é a camada de maior variação vertical de temperatura onde se dá a transição entre a camada superficial, mais heterogénea e turbulenta pelas interações com a atmosfera e o oceano interior. A água da 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.

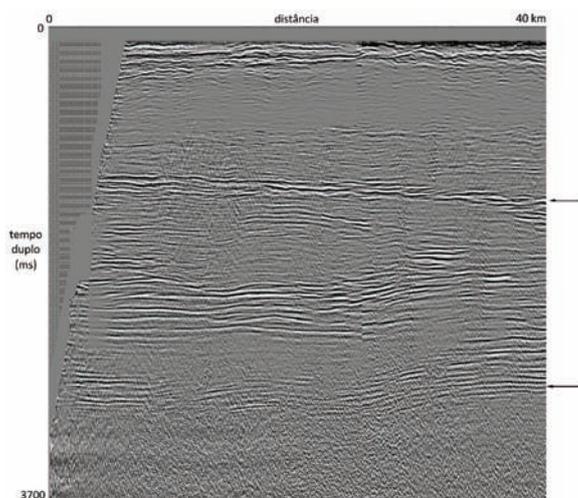


Figura 9 - Imagem dum turbilhão no interior da veia de água Mediterrânea, com as setas marcando o seu topo e a base. O turbilhão tem uma forma lenticular marcada por fortes refletores acima e abaixo assinalando processos de mistura e intrusão termohalina. O interior do turbilhão é transparente, indicando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

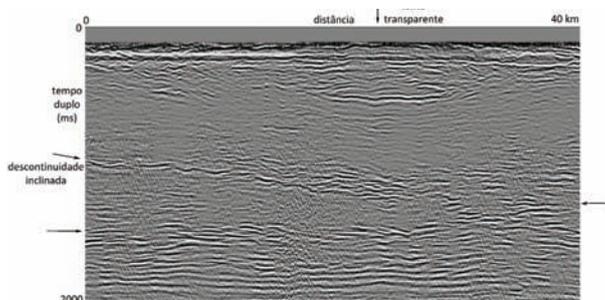


Figura 10 -Estruturas encontradas na massa de água do Atlântico central com interpretação incerta. As setas sem legenda assinalam o topo da veia de água Mediterrânea. A lente transparente pode representar uma estrutura turbulenta com interior homogéneo, produto das interações que ocorrem na termoclina.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