

GAZETA DE
física

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

SOCIEDADE PORTUGUESA DE FÍSICA / VOL. 40 - N.º 3/4 / 2017 / Publicação Trimestral / €5,00

**Edição
especial**

Física da Terra

Índice

- artigo geral
2 **Alterações climáticas**, o ponto da situação
Ricardo Trigo
- artigo geral
8 **Processos dinâmicos** que determinam as correntes no oceano
Paulo Relvas
- artigo geral
14 **Ondas do mar** que iluminam o interior da Terra
Graça Silveira, Susana Custódio
- artigo geral
20 **Estudo Geofísico e Geológico** da Falha de Vila Franca de Xira
João Carvalho, Daniela Alves, J. Borges, Bento Caldeira, João Cabral, Ruben Dias, João Casacão, Rui J. Oliveira, Jaime Leote
- artigo geral
26 **Prospecção geofísica** pelo método da resistividade elétrica
Rogério Mota
- artigo geral
30 **Da deriva dos polos magnéticos** até alterações climáticas
Maria Rosa Duque
- artigo geral
33 **Localizar epicentros** à mesa
Luís Matias
- artigo geral
38 **Prospecção Electromagnética** em Geofísica – o método Transiente
Rui M. D. Gonçalves
- artigo geral
43 **Um campus** com energia solar
Miguel C. Brito, Marta Aido, Rodrigo A. Silva, Killian Lobato
- gazeta ao laboratório
47 **Medida horizontal** do campo magnético terrestre
Horácio Fernandes
- sala de professores
50 **As diferentes teorias de aprendizagem** e o ensino da física
Maria José B. M. de Almeida
- crónicas
55 **A Física** da Terra
Carlos Fiolhais
- vamos experimentar
56 **Um tornado** numa garrafa
Constança Providência
- livros e multimédia
58 **Livros**
- 60 **Notícias**
- notícias
63 **Olimpíadas** de Física

Imagem da capa: Imagem da Europa ocidental e Norte de África obtida do satélite Suomi NPP. Crédito: Norman Kuring, NASA GSFC, usando dados do instrumentos VIIRS a bordo do Suomi NPP.

<https://visibleearth.nasa.gov/view.php?id=78314>

Publicação Trimestral Subsidiada

FCT Fundação para a Ciência e a Tecnologia
MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E ENSINO SUPERIOR

Olhem de novo para esse ponto. É aqui, é a nossa casa, somos nós. Nele, todos a quem ama, todos a quem conhece, todos sobre quem ouviu falar, cada ser humano que já existiu, viveram as suas vidas. O conjunto da nossa alegria e do nosso sofrimento, milhares de religiões, ideologias e doutrinas económicas confiantes, cada caçador e colector, cada herói e covarde, cada criador e destruidor da civilização, cada rei e camponês, cada jovem casal apaixonado, cada mãe e pai, criança cheia de esperança, inventor e explorador, cada mestre de ética, cada político corrupto, cada superestrela, cada líder supremo, cada santo e pecador na história da nossa espécie viveu ali – num grão de pó suspenso num raio de sol.

Carl Sagan (palestra na Univ. Cornell, 1994)

As palavras de Sagan sobre o nosso planeta lêem-se como poesia. A descrição acima é inspirada pela célebre fotografia *Pálido Ponto Azul*, que também daria título ao seu livro editado nesse ano. Nesta fotografia, tirada pela sonda *Voyager 1* a mais de 6 mil milhões de quilómetros de distância, a Terra surge como um humildemente minúsculo pixel azulado, quase ofuscado pela luz do Sol difractada pelos componentes ópticos da câmara. É um exemplo esmagador da nossa pequenez à escala cósmica – e sem sequer sair do Sistema Solar!

Para a capa desta edição especial da *Gazeta de Física*, optámos por uma imagem fortemente contrastante: o recorte do globo terrestre em grande plano, enfatizando os continentes, os oceanos e a atmosfera em diálogo dinâmico. A estes se somam os diversos campos que actuam sobre o nosso planeta, e deste conjunto é formada a vasta área da Física da Terra, à qual é integralmente dedicada esta edição.

É um tema particularmente relevante para o nosso presente e futuro. A evolução das alterações climáticas ao longo deste século e todos os fenómenos associados – o impacto na saúde, na biodiversidade, nas migrações e no conflito por recursos – são das maiores ameaças à qualidade e sustentabilidade da vida terrestre. Numa era em que somos constantemente inundados de “informação” inútil e efémera e que misturamos prioridades com entretenimento, é urgente reflectir sobre aquilo de que realmente se trata: é aqui, é a nossa casa, somos nós.

Esta edição não teria sido possível sem a preciosa ajuda da Divisão de Geofísica, Oceanografia e Meteorologia da SPF. Agra-

deço aos seus responsáveis pelo apoio dado desde o primeiro momento, na sugestão do tema, bem como em todo o processo editorial. Agradeço também aos autores, convidados, espontâneos e colunistas, pelo interesse demonstrado nesta edição e pela excelente qualidade dos artigos com que contribuíram.

Pessoalmente, esta edição é especial ainda por outro motivo: é a última que coordeno, enquanto director editorial. Tendo entrado no quadro de editores da revista em 2007, sinto que ao fim de 27 edições, das quais 14 como director, está na hora de dar o dever por cumprido e passar o leme a uma nova equipa, o que sucederá a partir de 2018.

Tenho muitas pessoas a quem agradecer, por todo o entusiasmo e por tudo o que aprendi com elas: desde logo a Teresa Peña, minha antecessora neste cargo e depois Presidente da SPF, e a Conceição Abreu, actual Presidente. Ao Carlos Fiolhais e à Constança Providência, pela colaboração sempre pontual. Aos inúmeros autores e colaboradores pelo seu apoio e dedicação, aos revisores pelo seu paciente e pontual trabalho, à comissão eleitoral e aos correspondentes e, naturalmente, aos leitores, a quem todo este esforço é dedicado. Não esqueço ainda os mais de 40 mil seguidores da página de *Facebook* da revista, um sucesso na divulgação da física em língua portuguesa.

No lado eficientemente discreto de quem cria a revista, tenho a agradecer aos colegas com quem trabalhei: Filipe Moura, Olivier Pellegrino e Carlos Herdeiro. Graças a eles, às suas contribuições, sugestões e revisões atentas, cada edição foi completada com uma qualidade e um rigor de que nos orgulhamos. Ao António Fidalgo e à Dossier pela paginação e preparação da revista impressa. Na SPF, a Maria José Couceiro e a Sofia Martins encarregaram-se de tanta coisa para manter toda a máquina em movimento, no mundo real e *online*, que é impossível delimitar – apenas um grande muito obrigado. Foi um prazer e um privilégio trabalhar com vocês todos. Por fim, à nova equipa editorial desejo as maiores felicidades no desenvolvimento e crescimento da revista, da SPF e da Física.

Muito obrigado!

Gonçalo Figueira

Por decisão pessoal, o autor do texto não escreve segundo o Novo Acordo Ortográfico



Ficha Técnica

Propriedade

Sociedade Portuguesa de Física
Av. da República, 45 – 3º Esq.
1050-187 Lisboa
Telefone: 217 993 665

Equipa

Gonçalo Figueira (Director Editorial)
Filipe Moura (Editor)
Olivier Pellegrino (Editor)

Secretariado

Maria José Couceiro - mjose@spf.pt

Colunistas e Colaboradores regulares

Ana Simões, Carlos Fiolhais,
Constança Providência

Colaboraram neste número

Marta Aído, Maria José Almeida, Daniela Alves, Augusto Barroso, José Borges, Miguel Brito, João Cabral, Bento Caldeira, João Carvalho, João Casacão, Susana Custódio, Rúben Dias, Maria Rosa Duque, Horácio Fernandes, Rui Gonçalves, Jaime Leote, Killian Lobato, Luís Matias, Rogério Mota, Rui J. Oliveira, Paulo Relvas, Rodrigo Silva, Graça Silveira, Ricardo Trigo.

Comissão editorial

Conceição Abreu - Presidente da SPF
Teresa Peña - Anterior director editorial
Carlos Fiolhais - Anterior director editorial
Ana Rita Figueira - Física Médica
Carlos Portela - Educação
Constança Providência e Costa - Física Nuclear
Horácio Fernandes - Física dos Plasmas
Joaquim Norberto Pires - Física Aplicada e Engª Física
João Carvalho - Física das Partículas
João Veloso - Física Atómica e Molecular
José Luís Martins - Física da Matéria Condensada
Luís Matias - Meteorologia, Geofísica e Ambiente
Manuel Marques - Óptica
Rui Agostinho - Astronomia e Astrofísica

Correspondentes

Joaquim Moreira - Delegação Norte
Rui Travasso - Delegação Centro
Pedro Abreu - Delegação Sul e Ilhas

Design / Produção Gráfica

Fid'algo - printgraphicdesign

NIPC 501094628

Registo ICS 110856

ISSN 0396-3561

Depósito Legal 51419/91

Tiragem 1.000 Ex.

Publicação

Trimestral Subsidiada
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.

Alterações climáticas, o ponto da situação

Ricardo Trigo

Instituto Dom Luiz, IDL, Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa, Lisboa 1749-016

rmtrigo@fc.ul.pt

1. Introdução

Foi a partir de finais do século XIX que se começou a equacionar a possibilidade de a humanidade poder alterar o clima em consequência da emissão para a atmosfera de grandes quantidades de dióxido de carbono, por via das crescentes atividades industrial e de transportes (Somerville e Hassol, 2011). Desde os finais do século XX que a comunidade científica sabe, sem grandes margens para dúvidas, que a resposta a essa questão é afirmativa (Stocker *et al.*, 2013). Em 1896, Svante Arrhenius, futuro Prémio Nobel da Química em 1903, calculou que uma duplicação da concentração de CO₂ (em torno de 300 ppm à época) se poderia traduzir num aumento da temperatura média em cerca de 6 °C. Na verdade, todos os anos são publicados milhares de artigos científicos contendo novos resultados sobre os múltiplos aspetos das mudanças climáticas. Para se chegar ao atual estado de grande consenso em torno do impacto antropogénico nas alterações climáticas, foi instrumental o papel desempenhado pelo Painel Internacional de Alterações Climáticas (IPCC), organismo criado em 1988 pela iniciativa conjunta das Nações Unidas e da Organização Meteorológica Mundial. Até à data, o IPCC produziu cinco grandes relatórios de avaliação do estado da arte (*Assessment Reports*), tendo o último (AR5) sido publicado no biênio 2013-2014 (Stocker *et al.*, 2013), correspondendo a mais de três mil páginas organizadas em três grandes volumes. Algumas das principais conclusões deste último relatório do IPCC podem ser sintetizadas da seguinte forma:

i) O aquecimento do sistema climático é inequívoco e muitas das mudanças observadas desde a década de 1950 não têm precedentes no último milénio. A temperatura média da atmosfera e dos oceanos tem subido de forma significativa. O aquecimento do oceano domina o aumento da energia armazenada no sistema climático, representando mais de 90 % da energia acumulada entre 1971 e 2010.

ii) Nas últimas décadas, as vastas extensões de gelo da Gronelândia e da Antártida têm vindo a perder massa de

uma forma crescente. De igual modo, a massa total dos glaciares tem vindo a diminuir em quase em todo o mundo de forma significativa, bem como a cobertura de neve do hemisfério norte e de gelo na região Ártica. O nível do mar aumentou cerca de 19 cm entre 1901 e 2010, devido principalmente à expansão térmica das águas e ao derretimento do gelo dos glaciares e das calotes polares.

iii) A influência humana sobre o clima é inequívoca, resultando em grande medida das emissões de gases com efeito de estufa (GEE) produzidas pelas atividades humanas, que incluem atividades industriais, a queima de combustíveis fósseis, o uso de fertilizantes e a desflorestação.

iv) A verificar-se a continuidade das emissões de GEE, estes causarão um aquecimento ainda mais acentuado no futuro, com efeitos de longa duração em todos os componentes do sistema climático. O aquecimento da atmosfera e dos oceanos e a elevação do nível do mar persistirão por vários séculos, tal sucedendo mesmo se a emissão de GEE cessasse de imediato, devido ao longo tempo de residência na atmosfera de alguns desses gases, aos mecanismos climáticos de realimentação (*feedback*) e às escalas temporais mais lentas com que muitos dos efeitos se produzem no sistema Terra.

2. Evolução da temperatura média

A temperatura média da superfície terrestre tem vindo a subir desde que há registos suficientemente representativos de todo o planeta (isto é, aproximadamente desde a década de 1880), sendo estes medidos por instrumentos tendencialmente bem calibrados, que integram uma rede de estações meteorológicas com características standardizadas (Stocker *et al.*, 2013). De acordo com as duas agências norte-americanas que mantêm bases de

dados climáticos separadas (NASA e NOAA), o ano de 2016 registou um novo máximo de temperatura média global, que representa uma anomalia de aproximadamente 1,3 °C acima do valor médio para a década de 1880. Na verdade, é importante salientar que, na sequência dos novos máximos alcançados em 2014 e 2015, o valor observado em 2016 corresponde ao terceiro ano consecutivo a alcançar um novo recorde para a temperatura média global da superfície.

A maior parte do aquecimento global desde 1880 ocorreu nos últimos 35 anos, sendo de realçar que 16 dos 17 anos mais quentes registrados ocorreram desde 2001. Este facto pode ser facilmente comprovado atentando nas curvas avermelhadas da Figura 1, onde se representa a evolução desde 1880 das anomalias mensais da temperatura média da superfície terrestre, obtida após subtração da correspondente média anual calculada para o período 1980-2015 (dados do Goddard Institute for Space Studies, NASA). Não só 2016 foi o ano mais quente registado, como oito dos doze meses que compõem o ano (entre janeiro a setembro), apresentam os valores mais elevados para os respetivos meses (curva superior na Figura 1). A primeira metade de 2017 (curva vermelha com círculos negros) mostra anomalias um pouco inferiores às observadas para 2016, mas semelhantes ou mesmo um pouco superiores às registadas em 2014 e 2015.

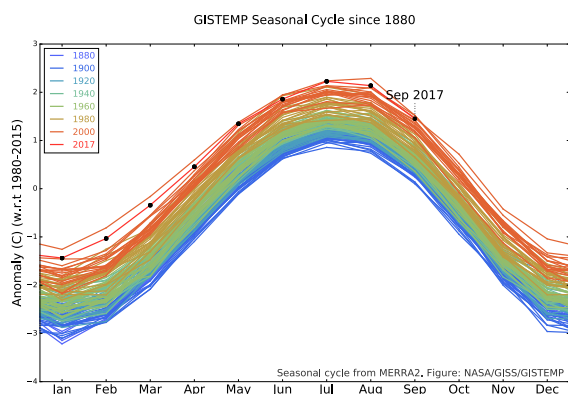


Fig. 1 - Anomalias mensais de temperatura média da superfície terrestre desde 1880, obtida após subtração da média anual calculada para o período 1980-2015. (Fonte: Goddard Institute for Space Studies, NASA). Nota: O forte ciclo sazonal com valores positivos nos meses de verão e negativos nos meses de inverno do hemisfério norte reflete o maior contributo das massas continentais no hemisfério norte, relativamente às do hemisfério sul, para a temperatura média global da superfície terrestre.

No entanto, os valores médios globais não traduzem a grande variabilidade espacial das anomalias de temperatura à escala regional, com os continentes a registarem anomalias de temperatura muito superiores aos oceanos e um aquecimento bastante mais acentuado nas latitudes mais elevadas do hemisfério norte, em particular sobre o Ártico. De facto, o Ártico é uma das zonas mais sensíveis às variações de temperatura global, acabando por funcionar como um sensor da influência humana no clima. A Figura

2 mostra a distribuição latitudinal da tendência da temperatura sazonal no hemisfério norte (em °C por década) para os diferentes níveis da atmosfera. Apesar de se verificar um aumento da temperatura à superfície em todo o hemisfério norte, as latitudes acima de 70 °N apresentam uma taxa de aquecimento muito mais acentuada durante todas as estações do ano, exceto no Verão (Cohen *et al.*, 2014). Nas regiões mais próximas do pólo norte, o aquecimento à superfície atingiu valores superiores a 1 °C por década. É também importante notar que o aumento da temperatura não se regista apenas à superfície, mas em toda a troposfera nas latitudes acima dos 70 °N. Este aquecimento acentuado nas latitudes mais elevadas é denominado habitualmente por “amplificação Ártica” e deve-se à interação entre o aumento da temperatura da atmosfera, a superfície gelada e o balanço radiativo da superfície (Screen e Simmons, 2010). Assim, temperaturas mais elevadas implicam a diminuição do gelo dos calotes polares, incluindo o gelo flutuante nos oceanos e de neve sobre os continentes. A diminuição da área gelada implica, por sua vez, uma forte diminuição do albedo, ou seja, da quantidade de radiação solar refletida pela superfície (o albedo nos oceanos pode baixar de 0,7 para menos de 0,1 em mar aberto), a que corresponde um aumento da absorção da radiação solar pelo solo e pela camada superficial dos oceanos. Este incremento na absorção pode ser bastante significativo e, naturalmente, leva a um aumento adicional da temperatura do ar junto da superfície, bem como da taxa de evaporação. Por sua vez, e na medida em que o vapor de água é um forte GEE, a maior quantidade de vapor de água que se vai concentrar na baixa atmosfera irá reforçar o aumento da temperatura. De referir, que os dois processos descritos correspondem a dois dos mais importantes mecanismos de retroação positiva, usualmente conhecidos como mecanismos de *feedback* positivo.

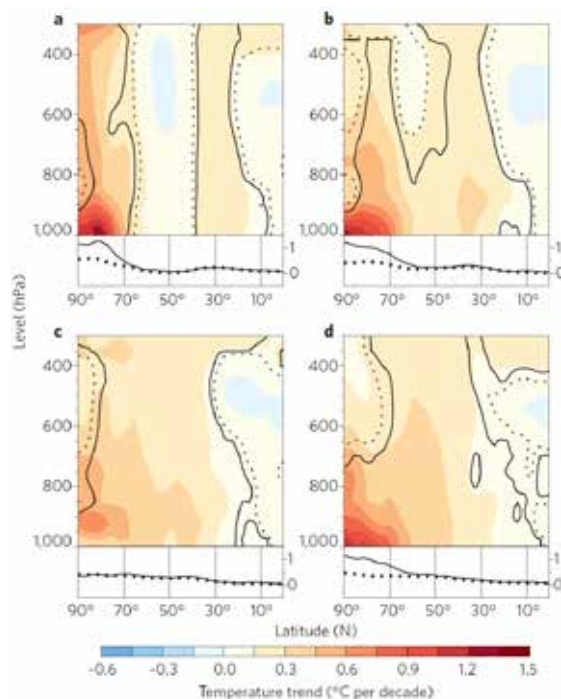


Fig. 2 - Tendência da temperatura sazonal no hemisfério norte: (a) inverno; (b) primavera; (c) verão; (d) outono observada entre março de 1979 a fevereiro de 2014. O eixo horizontal indica a distribuição em latitude e o eixo vertical indica a pressão da coluna atmosférica, que diminui com a altitude (Fonte: Cohen *et al.*, 2014).

3. Forçamento radiativo

As concentrações atmosféricas dos principais GEE têm vindo a aumentar devido a atividades humanas, destacando-se o dióxido de carbono (CO_2), o metano (CH_4) e o óxido nitroso (N_2O). Estes gases absorvem uma fração muito significativa da radiação infravermelha emitida pela superfície terrestre e pelas camadas mais baixas da atmosfera, provocando um aumento do efeito de estufa natural e, portanto, causando o aquecimento adicional da atmosfera, bem como de outros componentes chave do sistema climático (oceanos, criosfera, camada superior da geosfera e mesmo da biosfera). Estas alterações ocorrem em escalas temporais diversas, sendo mais rápidas na atmosfera e camadas superficiais dos oceanos e mais longas na criosfera e camadas profundas dos oceanos.

É de salientar que, no ano de 2016, o nível de concentração de CO_2 na atmosfera se manteve pela primeira vez acima de 400 partes por milhão (ppm) durante todo o ano. Como é possível reconstruir a concentração de CO_2 atmosférico para o passado a partir da composição do ar retido nas amostras de gelo, sabemos que este valor jamais foi observado na história humana (Monnin *et al.*, 2001). Nos últimos 800 mil anos, a concentração de CO_2 só por uma vez ultrapassou o valor de 300 ppm. É agora indiscutível que a emissão antropogénica de GEE, associada à queima de combustíveis fósseis, é o principal responsável pelo aumento da temperatura média global registado desde o período pré-industrial (Cook *et al.*, 2016), o qual se encontra relacionado com a existência de um desequilíbrio do balanço radiativo do planeta (Figura 3). De facto, uma temperatura média global constante da Terra pressupõe a existência de equilíbrio energético essencialmente traduzido por um equilíbrio radiativo, isto é, a radiação solar absorvida pela Terra tem de ser compensada pela radiação infravermelha emitida.

Compreende-se, assim, que para se estudar os processos conducentes às alterações climáticas é útil recorrer ao conceito de *Forçamento Radiativo* a fim de quantificar, entre outros, o efeito do incremento das concentrações de GEE no clima (Stocker *et al.*, 2013). O forçamento radiativo corresponde à alteração no balanço energético global da Terra, associado à variação na concentração de um ou mais GEE, relativamente ao período pré-industrial e vem expresso em watts por metro quadrado. Conforme ilustrado na Figura 3, um forçamento positivo (negativo) induz aquecimento (arrefecimento). Neste sentido, é importante salientar que atualmente podemos calcular com alguma precisão o forçamento radiativo associado aos GEE de longa duração, uma vez que conhecemos as suas concentrações atmosféricas e distribuição espacial, bem como a sua interação com as radiações solar e terrestre, isto é, de curto e longo comprimento de onda, respetivamente.

As mudanças climáticas resultam da ação de vários fatores (ou mecanismos) de forçamento climático, tanto naturais como antropogénicos (Figura 3). Os mecanismos naturais incluem, para escalas temporais bem conhecidas, as

alterações nos parâmetros orbitais da Terra (excentricidade da órbita da Terra, obliquidade do eixo de rotação e precessão dos equinócios), bem como os mecanismos, menos previsíveis, da atividade solar e das grandes erupções vulcânicas (Peixoto e Oort, 1992). Já com origem na atividade humana, é de ter em conta, para além dos GEE, o forçamento provocado pelas emissões de aerossóis, das alterações nas concentrações do ozono estratosférico e troposférico, ou mesmo de alterações do albedo de superfície (refletividade) provocados por alterações do uso do solo. Em geral, as incertezas associadas ao efeito dos aerossóis são claramente superiores às observadas nos GEE, como se pode verificar pela barra de incerteza do Forçamento Radiativo de cada mecanismo (coluna da direita da Figura 3). Tendo em conta todos os mecanismos antropogénicos, observa-se que o Forçamento Radiativo de origem humana tem subido vertiginosamente nas últimas décadas (curva a vermelho), sendo atualmente superior a 2 W/m^2 .

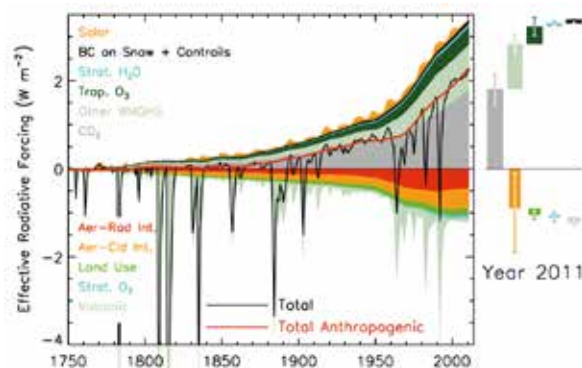


Fig. 3 – Contribuição de diversos processos naturais e antropogénicos para o forçamento radiativo do planeta; valores positivos (negativos) implicam uma maior (menor) quantidade de radiação absorvida. Fonte: IPCC (2013). O aumento de CO_2 na atmosfera (cinzento) representa a maior contribuição para o aumento da quantidade de radiação absorvida, seguido pelo efeito de outros gases com efeito de estufa (verde claro, WMGHG – *well-mixed greenhouse gases*) e pelo ozono troposférico localizado na camada mais baixa da atmosfera (verde escuro). Outros processos, como o papel do vapor de água na estratosfera, a deposição de partículas na neve e variações na atividade solar apresentam uma contribuição reduzida. Por outro lado, os aerossóis (vermelho e cor de laranja) produzem um efeito negativo, dado que dispersam e (refletem) parte da radiação solar, o que é acentuado durante erupções vulcânicas (verde claro, negativo). As atividades de alteração do uso do solo, que no século XX correspondem sobretudo a desflorestação, produzem um efeito direto no balanço radiativo do planeta (verde), dado que as áreas agrícolas refletem mais radiação do que as florestas. (Fonte: Stocker *et al.*, 2013).

4. A importância dos extremos

Como referido atrás, o aquecimento global desde o período pré-industrial é de “apenas” 1°C , um valor relativamente pequeno quando comparado com as enormes flutuações de temperatura ao longo do ano e relativamente menor face à evolução da temperatura que todos experimentamos de dia para dia. No entanto, a tendência de valores médios calculados para extensas regiões e períodos longos está longe de ser um indicador completo das alterações climáticas do ponto de vista do cidadão comum, pois escamoteia uma enorme variabilidade regional

bem como o que se passa em diferentes estações do ano.

Na verdade, grande parte da população já começou a sentir alterações significativas na frequência de eventos extremos, particularmente no que se refere a extremos de temperatura, uma vez que as condições involgarmente quentes ocorrem atualmente com maior frequência, observando-se que os eventos quentes mais extremos (ondas de calor) são ainda mais extremos do que há apenas algumas décadas atrás (Hansen e Sato, 2016). Como é que se pode então conciliar estes dois factos aparentemente contraditórios, isto é, de se ter um aumento global da temperatura média relativamente modesto ($\sim 1^\circ\text{C}$) e, ao mesmo tempo, uma frequência crescente de extremos de calor que afetam uma grande percentagem da população?

Convém lembrar que o Clima é definido como o tempo meteorológico médio, ou mais precisamente, como a descrição estatística de variáveis relevantes do estado do tempo (condições meteorológicas) para um dado período de referência (usualmente de 30 anos). As alterações do clima são, portanto, mais apropriadamente descritas pelas mudanças na distribuição de frequência de estados da atmosfera ao longo de um determinado período, tal como exemplificado na Figura 4 para os meses de inverno e verão no hemisfério norte (excluindo pontos sobre os oceanos), entre 1950 e 2015. Cada curva, com forma aproximadamente gaussiana, representa a distribuição de valores de anomalia de temperatura medidos em estações terrestres no hemisfério norte em períodos sucessivos, obtidos depois de removido o valor médio climatológico calculado para o período de referência 1951-1980. Assim, valores negativos (positivos) correspondem a anos mais frios (quentes) do que a média climatológica. Para cada valor de anomalia considerado, a

área contida entre as abcissas e a curva representa, pois, a probabilidade de se registar uma determinada anomalia de temperatura no respetivo período considerado.

Entre 1950 e 2015, as sucessivas curvas vão-se deslocando para a direita, centrando em valores sucessivamente mais elevados, o que significa que, em média, em todas as regiões continentais do hemisfério norte, tanto os invernos como os verões se têm vindo a tornar mais quentes. Para a última década, as temperaturas registadas no verão são, em média, $1,5^\circ\text{C}$ mais elevadas do que em 1951-1980; já, para o inverno, este valor é substancialmente menor, cerca de $0,77^\circ\text{C}$. Por outro lado, nos meses de verão do hemisfério norte observa-se também um maior achatamento das distribuições do que nos meses de inverno. Tem-se assim uma tendência para uma extensão das “caudas” superiores da distribuição nas décadas mais recentes, e em particular durante o verão, o que significa que eventos extremos de calor se têm tornado mais frequentes na medida em que se observa um aumento significativo da probabilidade de ocorrência de anomalias extremas de temperatura. É neste contexto que vale a pena referir aqui duas das mais intensas ondas de calor que assolaram a Europa nas últimas décadas: a onda de 2003 na Europa Ocidental e a de 2010 na Rússia (Figura 5).

No verão de 2003 registaram-se temperaturas médias mensais muito elevadas durante várias semanas, afetando toda a Europa ocidental. Esta onda de calor teve inúmeros impactos socioeconómicos, em particular perda de produção agrícola e de energias renováveis (particularmente a energia hídrica), bem como num aumento da mortalidade em toda a Europa de cerca de 40 mil pessoas (Garcia-Herrera *et al.*, 2010). Em Portugal, foram atingidos valores máximos de temperatura máxima ($47,3^\circ\text{C}$) bem como da temperatura mínima ($30,6^\circ\text{C}$), que levaram a numerosos incêndios de grandes dimensões, responsáveis pela maior área ardida desde que há registos (1980),

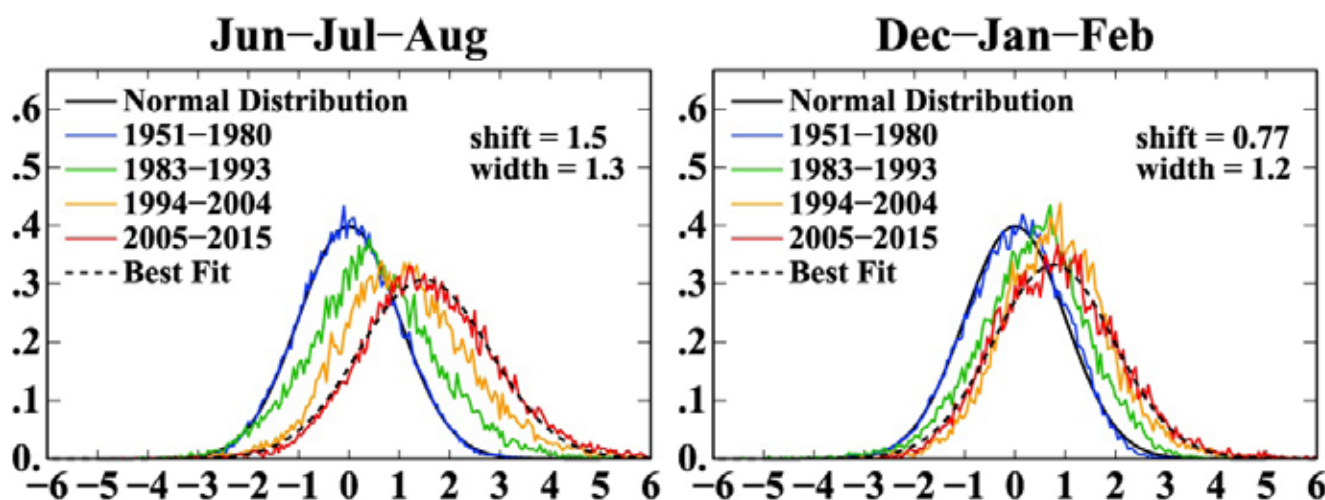


Fig. 4 – Frequência de ocorrência de anomalias de temperatura (em relação à média 1951-1980) normalizadas com o desvio padrão para o período 1951-1980 para todas as regiões continentais do hemisfério norte, no verão (esquerda) e no inverno (direita). (Figura adaptada de Hansen e Sato, 2016)

correspondente a cerca de 450 mil hectares, ou seja 5 % do território (Trigo *et al.* 2006). Estas temperaturas extremas conduziram igualmente a um excesso de mortalidade de cerca de 2000 pessoas comparativamente à média calculada com base nos anos anteriores (Trigo *et al.*, 2009). Apesar do caráter excecional (até à data) da onda de calor de 2003, poucos anos depois, no verão de 2010, registou-se uma nova onda de calor de proporções inéditas e que afetou principalmente a Europa de leste e a Rússia ocidental. Com base em dados observados e dados de *proxies* (variáveis que têm relação estatisticamente significativa com parâmetros climáticos, incluindo os anéis de árvores, amostras de gelo, grãos de pólen, etc) para toda a Europa foi possível estabelecer que estas duas ondas de calor bateram sucessivamente os recordes de temperatura de verão registada desde 1500 (Barriopedro *et al.*, 2011). Alguns dos anos caracterizados por temperaturas anómalas de verão mais elevadas foram registados na 1.ª década do século XXI (Figura 5), mas as anomalias relativas a 2003 e 2010 foram tão elevadas que se situam fora da distribuição normal obtida para os últimos 510 anos.

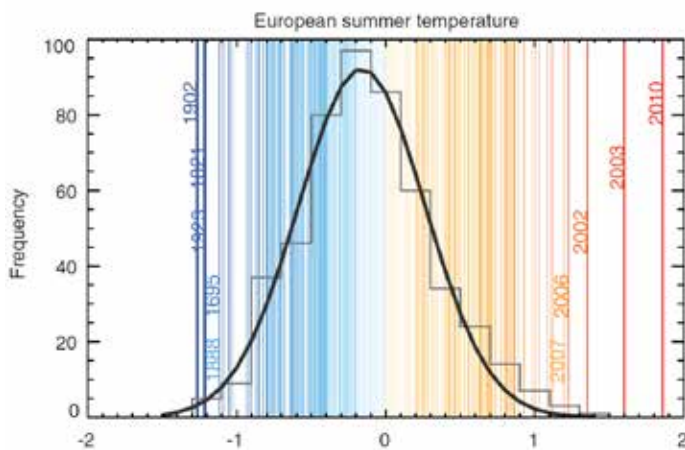


Fig. 5 – Distribuição das temperaturas médias de verão relativas ao continente Europeu ([35 °N, 70 °N], [25 °W, 40 °E]) entre 1500 e 2010. Anomalias calculadas relativamente ao período 1971-2000. Os cinco anos caracterizados pelos valores médios de verão mais quentes e mais frios estão identificados a vermelho e azul respetivamente. As colunas a cinzento representam a distribuição das temperaturas médias entre 1500 e 2010 e a curva negra um ajuste gaussiano (Figura adaptada de Barriopedro *et al.*, 2011).

5. Notas finais

Como foi exposto na secção anterior, o aquecimento global não é homogéneo sobre todo o planeta, apresentando valores mais elevados sobre terra do que sobre o mar e também mais acentuados no verão do que no inverno. Ainda mais importante do ponto de vista dos impactos na nossa sociedade, observou-se que o incremento na probabilidade de ocorrência de extremos de temperatura anormalmente elevada (e.g. >3 °C) aparenta ser muito superior no clima atual do que há apenas quatro ou cinco décadas atrás. No entanto, até há poucos anos a esmagadora maioria dos Meteo-

rologistas ou Climatologistas não se atrevera a responder de forma taxativa à questão que lhes é colocada invariavelmente por jornalistas, após um evento extremo (cheias, secas, ondas de calor, tornados, etc.): este extremo ficou a dever-se às alterações climáticas?

Recentemente tem havido uma clara evolução neste tipo de estudos, genericamente conhecidos como estudos de atribuição da contribuição antropogénica. Assim, apesar de eventos extremos como as ondas de calor na Europa de 2003 e 2010 não resultarem exclusivamente das alterações climáticas induzidas por GEE de origem antropogénica, já é possível demonstrar, com base em modelos dinâmicos e testes de significância estatística, que as alterações climáticas implicaram uma subida significativa na sua probabilidade de ocorrência (Fischer e Knutti, 2015).

Agradecimento

O autor gostaria de agradecer a contribuição da Doutora Ana Bastos para uma versão preliminar deste artigo. Agradece igualmente os comentários dos colegas Carlos da Camara e Isabel Trigo.

Referências

(por ordem alfabética)

1. Barriopedro D., E. Fisher, J. Luterbacher, R. M. Trigo, e R. Garcia-Herrera, "The hot summer of 2010: redrawing the temperature record map of Europe", *Science* 322, 220-224 (2011).
2. Cohen J., J. A. Screen, J.C. Furtado, M. Barlow, D. Whittleston, D. Coumou, J. Francis, K. Dethloff, D. Entekhabi, J. Overland, e J. Jones, "Recent Arctic amplification and extreme mid-latitude weather", *Nat. Geosci.* 7(9), 627-637 (2014).
3. Cook J., et al., "Consensus on consensus: a synthesis of consensus estimates on human-caused global warming", *Environmental Research Letters* 11.4, 048002 (2016).
4. Fischer E. M., e R. Knutti, "Anthropogenic contribution to global occurrence of heavy-precipitation and high-temperature extremes", *Nature Climate Change* 5(6), 560-564 (2015).
5. García-Herrera R., J. Díaz, R. M. Trigo, J. Luterbacher, e E. Ficher, "A review of the European summer heat wave of 2003", *Critical Reviews in Environmental Science and Technology* 40, 267-306 (2010).
6. Hansen J., e M. Sato, "Regional climate change and national responsibilities", *Environmental Research Letters* 11(3), 034009 (2016).
7. Monnin E., A. Indermühle, A. Dällenbach, J. Flückiger, B. Stauffer, T. F. Stocker, D. Raynaud, e J.-M. Barnola, "Atmospheric CO₂ concentrations over the last glacial termination", *Science* 291, 5501, 112-114 (2001).
8. NOAA Arctic Report Card 2015. Disponível em: ftp://ftp.oar.noaa.gov/arctic/documents/ArcticReportCard_full_report2015.pdf
9. Screen J. A., e I. Simmonds, "The central role of diminishing sea ice in recent Arctic temperature amplification", *Nature* 464, 1334-1337 (2010).
10. Somerville R., S. Hassol, "Communicating the science of climate change", *Physics Today* 64, 10, 48 (2011)
11. Stocker T. F., D. Qin, G. K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Yu Xia, B. Bex, e B. M. Midgley. *IPCC, 2013: climate change 2013: the physical science basis. Contribution of working group I to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change.* (2013).
12. Trigo R. M., J. M. C. Pereira, M. G. Pereira, B. Mota, M. T. Calado, C. C. DaCamara, e F. E. Santo, "The exceptional fire season of summer 2003 in Portugal". *International Journal of Climatology* 26 (13), 1741-1757 (2006).
13. Trigo R. M., A. Ramos, P. Nogueira, F. D. Santos, R. Garcia-Herrera, C. Gouveia, e F. E. Santo, "The impact of the 2003 heatwave in Portugal: diagnostics and modelling of excessive mortality", *Environmental Science & Policy* 12, 844-854 (2009).



Ricardo Trigo é Professor Auxiliar do Departamento de Engenharia Geográfica, Geofísica e Energia e coordenador do grupo de Climatologia e Alterações Climáticas no Instituto Dom Luiz (IDL), ambos da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa. A sua pesquisa incide na análise da variabilidade e alterações climáticas no sul da Europa, bem como na caracterização da componente meteorológica de eventos extremos climáticos como as secas, ondas de calor, inundações e incêndios florestais. Publicou mais de 180 artigos indexados (índice h=42 na WoS). Recebeu um Prémio da Royal Meteorological Society (Reino Unido) em 2008 e o Prémio UL-CGD de 2017 pela produção científica na área das Ciências da Terra.

Processos dinâmicos que determinam as correntes no oceano

Paulo Relvas

Faculdade de Ciências e Tecnologia, Universidade do Algarve / CCMAR, Campus de Gambelas, 8005-139 Faro

prelvas@ualg.pt

1. Introdução

O funcionamento dos ecossistemas marinhos e dos ciclos biogeoquímicos que os governam é fundamentalmente controlado pelos processos físicos que ocorrem no oceano. Por isso, o conhecimento da física destes processos constitui a base para a construção de todas as outras ciências que estudam o oceano e a vida que nele habita. Em qualquer curso de Oceanografia ou de Ciências do Mar, a oceanografia física é ensinada antes da oceanografia química, geológica e biológica. Num contexto de mudança climática, são as alterações que se verificarem nas propriedades e processos físicos do oceano que irão condicionar a resposta de todos os outros componentes do sistema.

Neste artigo iremos mostrar como leis da física são utilizadas para explicar processos que ocorrem no oceano. Vamos limitar-nos à aplicação das leis da dinâmica na explicação da circulação do oceano costeiro, ou seja, das correntes costeiras. Processos radiativos e trocas de calor não serão abordados de forma explícita. Vamos ligar forças aos movimentos observados no oceano. Daremos atenção particular aos processos físicos que ocorrem no oceano ao largo de Portugal Continental. Será uma forma de mostrar como o funcionamento físico do oceano é um bom exemplo da aplicação das leis da física newtoniana, que poderá servir de exemplo em qualquer nível de ensino. Esta é uma revista de Física. Por isso, não iremos fugir a ilustrar os conceitos físicos com as equações que os traduzem.

2. Dinâmica do Oceano: Posição do Problema

A base do conhecimento da circulação oceânica são as leis da dinâmica newtoniana, com ênfase na segunda lei. De um ponto de vista formal, o problema é simples: se conhecermos todas as forças que atuam numa partícula de água, conhecemos a sua aceleração. Integrando no tempo, determinamos a sua velocidade, desde que conheçamos

a velocidade inicial. Integrando novamente no tempo, determinamos o deslocamento. Se soubermos a posição inicial da partícula, por integrações sucessivas, podemos conhecer as suas posições ao longo do tempo, definindo trajetórias. Desta forma, conhecendo as sucessivas posições de todas as partículas de água do oceano, temos a circulação oceânica resolvida, ou seja, conhecemos os movimentos do oceano e as suas correntes, a partir das forças que lhes dão origem. Posto desta forma, o problema aparenta ser simples de resolver. Mas, como o leitor certamente já entendeu, o problema é bem mais complexo e de simplicidade não tem nada...

Duas questões assaltam-nos de imediato:

- 1)- Que forças atuam no oceano e no interior do oceano? Como as vamos avaliar? Como variam no tempo e ao longo das trajetórias?
- 2) - O oceano tem um número virtualmente infinito de partículas. Como vamos conhecer o movimento de cada uma?

A segunda questão tem resposta relativamente simples e imediata: recorreremos ao conceito de “volume de controlo” utilizado em mecânica de fluidos, ou seja, um volume cúbico conceptual de dimensões limitadas e que contém um certo número de partículas que se movem em conjunto. Os movimentos são então definidos em termos do movimento de um “volume de controlo”. Essa porção de água tem uma certa massa, que dividida pelo volume, define a densidade. Assim, nas equações da dinâmica utilizaremos a densidade, ρ , que de facto é uma massa, mas por unidade de volume.

A primeira questão não tem resposta óbvia e muito menos simples. Podemos fazer um exercício e

tentar descrever as principais forças que atuam no oceano. Desta forma, poderemos construir a equação da dinâmica do oceano, colocando as forças num dos membros da equação e a aceleração multiplicada pela densidade no outro. Esta equação é conhecida como a Equação do Movimento do Oceano, que deriva da forma geral que rege a dinâmica do escoamento dos fluidos, a equação de Navier-Stokes. Resolvê-la implica procurar soluções para as componentes do vetor velocidade, $\vec{V} = u\hat{i} + v\hat{j} + w\hat{k}$, onde \hat{i} , \hat{j} , \hat{k} , são os versores das direções x, y, z , respetivamente, e desta forma entender o campo da circulação oceânica. Em bom rigor, estas equações deveriam ser escritas em coordenadas esféricas, atendendo à forma do planeta. Contudo, é sempre possível pensar num plano tangente à superfície terrestre em cada ponto, introduzindo depois variações na orientação do plano tangente ao longo da latitude. Assim, a coordenada x será ao longo da longitude, a y ao longo da latitude e a z será a altitude.

3. Que forças atuam no Oceano?

Uma força óbvia é a **gravidade**, \vec{g} , proveniente da força de gravitação em conjunto com a força centrífuga que cada partícula do oceano sofre pelo facto de a Terra ter movimento de rotação. Esta força apenas se faz sentir na componente vertical da equação do movimento.

Nas correntes oceânicas, o efeito da rotação da Terra faz-se sentir sob a forma da conhecida *força de Coriolis*. Esta força resulta do facto de a Terra não ser um referencial de inércia para esta escala de movimentos. Por questões de conveniência óbvia, pretendemos descrever as correntes oceânicas num referencial fixo à Terra e que gira com ela. Em geral utilizamos a longitude, latitude e altitude, ou a sua aproximação plana x, y, z . Poderíamos, de facto, descrever os movimentos do oceano num referencial exterior ao planeta, por exemplo fixo a estrelas longínquas, que poderia ser considerado um referencial de inércia, sem necessidade de considerar esta “força aparente”. Mas convenhamos que não seria prático. É, pois, preferível incorporar nas equações esta força de Coriolis, que representa o efeito da rotação da Terra em conjunto com a sua forma aproximadamente esférica.

A força de Coriolis é nula para corpos e fluidos em repouso e, por isso, não origina movimento. Apenas molda os movimentos já existentes, defletindo-os para a direita no hemisfério norte (HN) e para a esquerda no hemisfério sul (HS). Atua apenas nas componentes horizontais do movimento do oceano e analiticamente escreve-se $f v$ e $-f u$ para a componente em x e y respetivamente, com sendo

$f = 2\Omega \sin\phi$ que é o parâmetro de Coriolis, onde Ω é a velocidade angular da Terra ($2\pi/24$ horas) e ϕ é a latitude. Verificamos que a intensidade da força de Coriolis é diretamente proporcional à velocidade da corrente e é função da latitude, sendo nula no equador e máxima nos polos.

Outra força importante a considerar está associada com as variações espaciais da pressão hidrostática no interior do oceano. É a *força do gradiente de pressão*. Por unidade de massa expressa-se por: $-(1/\rho) \text{grad } P$, onde ρ é a densidade. A pressão hidrostática num ponto no interior do oceano é causada pelo peso da coluna de água acima desse ponto e, em muito menor grau, pela pressão atmosférica à superfície do oceano. É óbvio que o gradiente vertical de pressão $(-1/\rho) (\partial P/\partial z)$ é algumas ordens de grandeza superior aos gradientes horizontais $((-1/\rho) (\partial P/\partial x); (-1/\rho) (\partial P/\partial y))$. O sinal negativo dos termos reflete o facto de a força do gradiente horizontal de pressão se opor ao gradiente de pressão. Se existirem declives na superfície livre do oceano (o chamado nível do mar), ou colunas de água com diferentes “pesos” (logo, diferentes densidades médias) em locais afastados do oceano, temos diferentes pressões ao longo das superfícies horizontais, originando gradientes horizontais de pressão (Figura 1). Quanto maior for o ângulo de interseção entre as superfícies isobáricas e as superfícies de nível, maior a força do gradiente horizontal de pressão. Notemos que os declives das isóbaras são muito pequenos, da ordem de alguns centímetros por centena de quilómetros. A densidade é dada pela equação de estado da água do mar como função da temperatura, salinidade e pressão,

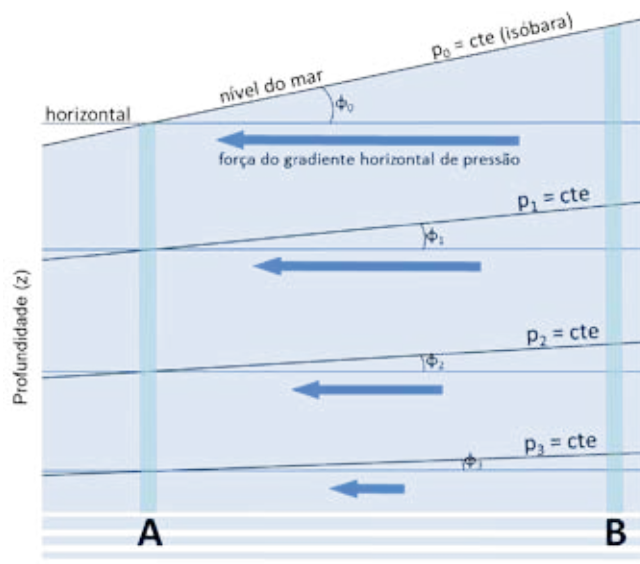


Fig. 1 – Corte vertical do oceano com a representação da força do gradiente horizontal de pressão imposta pelo declive das superfícies isobáricas em profundidade, consequência do declive da superfície do oceano e das diferentes densidades ao longo da coluna de água nas estações oceanográficas A e B. Os declives estão muito aumentados.

$\rho(T, S, P)$. Logo, se conhecermos os perfis verticais da temperatura e salinidade na coluna de água, podemos calcular o gradiente vertical de densidade e avaliar o “peso” da coluna de água e a pressão exercida a uma dada profundidade. Se o fizermos numa grelha regular de estações oceanográ-

ficas, podemos calcular as forças do gradiente horizontal de pressão nessa região do oceano.

No oceano, as *forças de atrito* têm que ser consideradas. Para além do atrito das correntes com as margens e o fundo do oceano, a transferência de energia mecânica entre a atmosfera e o oceano faz-se por atrito através da tensão do vento¹ na superfície do oceano e representa um dos principais fatores da circulação oceânica. A abordagem deste termo é complexa. A transferência de momento linear que se verifica existir através da observação só pode ser entendida com a introdução do conceito de viscosidade turbulenta (*eddy viscosity*). Na ausência de uma teoria geral da turbulência, este conceito é construído com base na analogia com a viscosidade molecular, característica dos fluidos newtonianos. Se a transferência de momento se desse apenas por viscosidade molecular, o oceano demoraria cerca de dois meses a responder ao forçamento do vento. No entanto, verificamos que as camadas superiores do oceano respondem em cerca de um a dois dias ao vento. Por isso a necessidade desta aproximação. Como reflexo da ausência de uma teoria, a construção destes termos envolve a introdução de “coeficientes de viscosidade turbulenta”, que chegam a ser onze ordens de grandeza (10^{11}) superiores aos coeficientes de viscosidade molecular. A sua gama de valores possíveis estende-se por cerca de cinco ordens de grandeza, consequência da incerteza na sua determinação. Ao contrário da viscosidade molecular, estes coeficientes não são propriedades do fluido, mas sim do escoamento. Por isso têm diferentes magnitudes nas diferentes dimensões do espaço. Como será fácil de entender, a turbulência será tanto mais provável quanto maior for o *shear*, ou seja, a variação da velocidade ao longo da perpendicular à sua direção, e isso terá que ser refletido na construção destes termos de atrito. Assim, a título de exemplo para a direção x , o termo toma a forma $A_x(\partial^2 u/\partial x^2) + A_y(\partial^2 u/\partial y^2) + A_z(\partial^2 u/\partial z^2)$, onde os gradientes de velocidade aparecem ao quadrado e A_x, A_y, A_z são os coeficientes de viscosidade turbulenta nas três direções do espaço. Atendendo à diferente magnitude dos gradientes verticais e horizontais da densidade, é mais fácil a turbulência e consequente mistura ao longo da horizontal do que na vertical. Por isso, os coeficientes de viscosidade turbulenta horizontal são muito maiores que o coeficiente vertical ($A_x \cong A_y \gg A_z$). No entanto, se considerarmos todo o termo da viscosidade turbulenta, uma vez que o gradiente vertical da velocidade horizontal ($\partial u/\partial z$) é muito superior aos gradientes laterais ($\partial u/\partial x; \partial u/\partial y$), a turbulência vertical ocorre no oceano e é o principal processo na transferência de momento ao longo da coluna de água.

A força de interação gravitacional do Sol e da Lua com o oceano origina as marés. Esta *força de maré* tem caráter

¹ A tensão, tal como a pressão, é uma força por unidade de área. Quando a força atua tangencialmente à superfície, tal como o vento na superfície do oceano, designa-se por tensão.

oscilatório, com períodos máximos de dezenas de horas. Correntes permanentes (p. ex. a Corrente do Golfo ou a Corrente das Canárias) ou com escalas de tempo de várias semanas ou meses não “sentem” as correntes de maré. Esta apenas é considerada quando se pretendem resolver pequenas escalas temporais do escoamento. Por isso, não iremos fazer constar a força de maré na equação do movimento do oceano.

Estas são as principais forças consideradas para o estudo da dinâmica do oceano.

O outro membro da equação, a *aceleração*, é dada pela derivada total ou lagrangiana da velocidade, $\vec{V}(t, x, y, z)$. Esta é função do tempo e do espaço, pois o escoamento oceânico tem variabilidade temporal e espacial. Assim, a aceleração é decomposta para cada direção do espaço na variação local, dada pela derivada local ou euleriana, e na advecção da velocidade. Por exemplo, para a coordenada x a aceleração $du(t, x, y, z)/dt$ tomará a forma decomposta $\partial u/\partial t + u \partial u/\partial x + v \partial u/\partial y + w \partial u/\partial z$ e analogamente para as outras dimensões. O primeiro termo dá-nos a taxa de variação da velocidade num dado ponto fixo. Os restantes são os termos advetivos, não lineares, que representam a variabilidade da velocidade conforme o fluido se move desse ponto para outro ponto.

Estamos agora em condições de escrever as equações do movimento do oceano nas suas três componentes (x, y, z). Nelas, o leitor reconhecerá os termos que descrevemos acima. As componentes horizontais são:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} = f v - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} + A_x \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + A_y \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} + A_z \frac{\partial^2 u}{\partial z^2}$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} = -f u - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} + A_x \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + A_y \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} + A_z \frac{\partial^2 v}{\partial z^2}$$

E a componente vertical escreve-se:

$$\frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + v \frac{\partial w}{\partial y} + w \frac{\partial w}{\partial z} = -g - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z} + A_x \frac{\partial^2 w}{\partial x^2} + A_y \frac{\partial^2 w}{\partial y^2} + A_z \frac{\partial^2 w}{\partial z^2}$$

São equações diferenciais não lineares, sem solução analítica. Por isso, recorreremos ao conhecimento prévio que temos do oceano e dos processos que nele ocorrem para realizar uma série de simplificações a esta equação. Duas dessas aproximações, as mais relevantes para a compreensão da física do oceano ao largo da Península Ibérica, serão descritas nas secções seguintes.

4. Equilíbrio hidrostático e equilíbrio geostrófico

Se atribuirmos dimensões típicas aos diversos elementos da equação do movimento, podemos avaliar a magnitude dos diversos termos. A título de exemplo, a dimensão típica de uma corrente oceânica de larga escala é de 1000 km (10^6 m), a profundidade da ordem de 1000 m, a velocidade típica de uma corrente oceânica na ordem de 0,1 m/s, e a sua escala típica de variabilidade é na ordem da dezena de dias, ou seja, 10^6 s, a densidade da água do mar na ordem de 1000 kg/m^3 e por aí fora, nos diversos termos. A análise da magnitude dos termos de atrito revela-se difícil, devido à sua enorme incerteza. No entanto, longe das fronteiras, este termo deverá ser da ordem de 10^{-8} na componente horizontal e de 10^{-11} na vertical, portanto desprezável. Após esta análise de escalas concluímos:

Na equação vertical, os termos da aceleração da gravidade (\vec{g}) e do gradiente vertical de pressão ($-(1/\rho)\partial P/\partial z$) são de escalas idênticas e cerca de seis ordens de grandeza (10^6) superiores ao maior dos restantes termos. O balanço entre os dois termos não é mais que o equilíbrio hidrostático ($\partial P/\partial z = -\rho g$), o que demonstra que este é um resultado robusto que pode ser utilizado sem condições em todos os domínios da física do oceano.

Nas equações horizontais, os dois maiores termos são a força de Coriolis e a força do gradiente horizontal de pressão, que têm grandeza idêntica e são duas ordens de grandeza superiores ao maior dos restantes termos. Assim, com uma aproximação de 1% podemos assumir:

$$fv - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} = 0 \quad \text{e} \quad -fu - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} = 0,$$

para a componente em x e y respetivamente.

O balanço entre estas duas forças é o equilíbrio geostrófico e a velocidade resultante é a velocidade geostrófica, que deverá ser retilínea e uniforme pois resulta de um equilíbrio de forças. Este resultado não é tão robusto como o equilíbrio hidrostático, mas é válido para cerca de 90% do oceano. Nas regiões onde as forças de atrito são intensas, perto das fronteiras do oceano, sobretudo na sua camada superior onde o efeito do vento se faz sentir, este resultado não será válido, pois o atrito pode ser da ordem de grandeza da força de Coriolis ou do gradiente horizontal de pressão.

Como entender a formação de uma corrente geostrófica? Vamos assumir que estamos no hemisfério norte. No oceano, existem gradientes horizontais de pressão, por exemplo devido a gradientes laterais de densidade, como descrevemos atrás. Num

estado inicial, estes forçam um escoamento no interior do oceano, descendo ao longo do gradiente de pressão. Este escoamento é acelerado, pois não há equilíbrio. Logo, a força de Coriolis começa a fazer-se sentir cada vez com maior intensidade, pois é proporcional à velocidade, defletindo o movimento para a direita. A certo ponto, a força de Coriolis atinge a magnitude da força do gradiente horizontal de pressão, opondo-se a este (Figura 2). Está então estabelecido o equilíbrio geostrófico, ou seja, uma corrente geostrófica. Esta corrente será mantida enquanto o gradiente horizontal de pressão estiver presente, num processo análogo ao que se passa com as altas e baixas pressões atmosféricas que geram o vento geostrófico. A corrente geostrófica será então paralela às isóbaras, deixando as maiores pressões ao seu lado direito. Em geral, as maiores pressões correspondem a maiores colunas de água, ou seja, a níveis do mar mais elevados, que em geral também correspondem a águas mais quentes devido à expansão térmica. Assim, por análise visual de representações da topografia da superfície do oceano por satélite ou de imagens da temperatura da superfície do mar, teremos uma ideia aproximada do campo das correntes à superfície, pois sabemos que estas deixam os altos níveis do mar e as águas mais quentes ao seu lado direito. No HS será o inverso, pois a força de Coriolis deflete os movimentos para a esquerda. De forma mais rigorosa, calculamos as correntes geostróficas a partir de perfis verticais de temperatura e salinidade numa grelha de estações oceanográficas, inferindo depois a densidade e a pressão aos diversos níveis de profundidade. Neste caso somos obrigados à observação *in situ* do oceano, ou seja, à realização de um cruzeiro oceanográfico, tarefa muito demorada e dispendiosa.

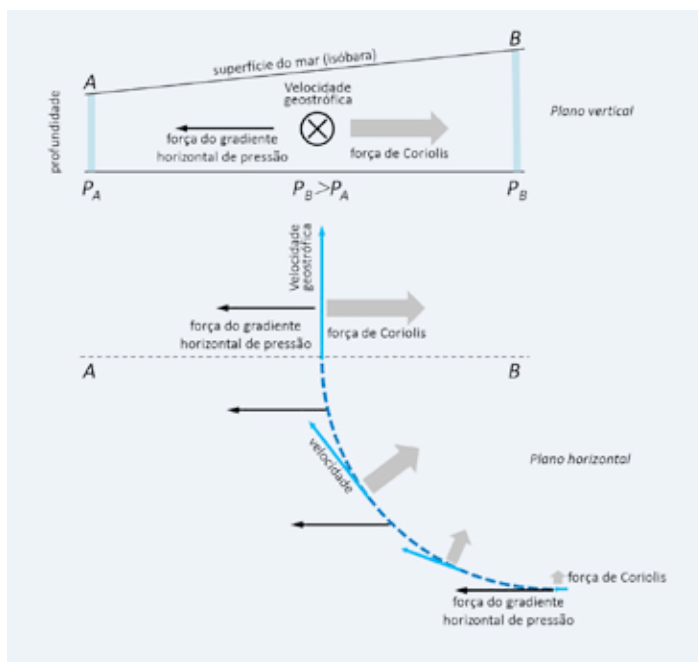


Fig. 2 – Ajuste geostrófico partindo da existência inicial de um gradiente horizontal de pressão. O movimento é acelerado, com a força de Coriolis a aumentar de magnitude defletindo a trajetória para a direita, até se atingir o balanço entre as forças – equilíbrio geostrófico. Está representado o plano horizontal da superfície do oceano (em baixo) e uma secção vertical com o equilíbrio geostrófico estabelecido (em cima). A corrente geostrófica representada é perpendicular ao plano da folha, para dentro do papel.

5. Escoamento induzido pelo vento

Nas camadas superficiais do oceano, das dezenas a poucas centenas de metros de profundidade, o equilíbrio geostrófico não deverá ser válido, pois a tensão do vento na superfície do oceano tem que ser tomada em consideração devido à sua magnitude, equiparável à força de Coriolis e aos gradientes horizontais de pressão. O escoamento induzido diretamente pelo vento foi explicado pelo oceanógrafo sueco Vagn Walfrid Ekman num trabalho publicado em 1905 nos *Arkiv för Matematik, Astronomi ock Fysik* com o título “On the Influence of the Earth's Rotation on Ocean Currents”. Assumiu um oceano sem declives nas isóbaras, logo sem gradientes horizontais de pressão nem correntes geostróficas, onde o termo que representa a variação na vertical do efeito do atrito à superfície tem magnitude idêntica ao termo de Coriolis. As equações a resolver serão então:

$$fv + A_z \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} = 0 \text{ e } -fu + A_z \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} = 0,$$

ou seja, “força de Coriolis + atrito = 0”, para a componente em x e y respetivamente. Corresponde a assumir um oceano hipotético, constituído por um número infinito de camadas horizontais, em que a camada superior está apenas sujeita à tensão do vento no topo e ao atrito (viscosidade turbulenta) com a camada imediatamente abaixo, estando as camadas em movimento sob a ação da força de Coriolis e o atrito horizontal desprezável ($A_x = A_y = 0$). A solução destas equações são expressões da velocidade u e v que representam uma espiral de velocidades que roda para a direita (esquerda no HS) em profundidade e diminui exponencialmente de intensidade, conhecida como Espiral de Ekman (Figura 3). A profundidade onde a corrente induzida pelo vento é oposta à velocidade à superfície é considerada a profundidade da camada de Ekman² e define, de forma arbitrária, aquilo que se considera o limite inferior de influência do vento no oceano. O modelo de Ekman descreve a resposta do oceano a um forçamento direto do vento, em escalas temporais curtas, de dias a semanas. Na escala climática, a influência do vento estende-se a muito maior profundidade, por processos que não são aqui descritos, sendo responsável pela circulação oceânica de larga escala. No modelo de Ekman, a velocidade da corrente à superfície faz um ângulo de 45° para a direita da direção do vento, mas a velocidade integrada em toda a camada de Ekman é de 90° para a direita do vento (esquerda no HS). A profundidade da camada de Ekman varia com a intensidade do vento e a latitude, mas valores típicos são entre 100 e 250 m. O efeito do vento em conjunto com a rotação da *Terra*, explicado por este “mecanismo de Ekman”, é o responsável pelo afloramento costeiro, ou “*coastal upwelling*” na terminologia internacional, que ocorre ao largo da costa portuguesa e que descrevemos na próxima secção.

² Na base da camada de Ekman a velocidade é oposta à velocidade à superfície e tem a intensidade de $e^{-\pi}$ (cerca de 1/23) da velocidade que o vento induz à superfície.

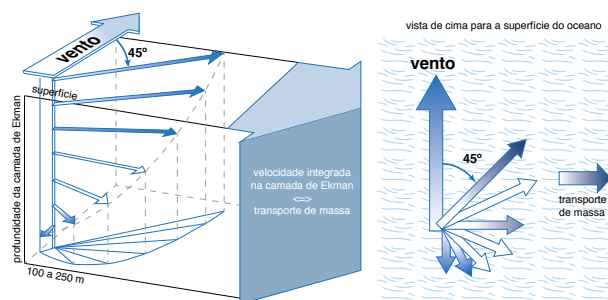


Fig. 3 – Representação esquemática tridimensional da espiral de Ekman (esquerda) e bidimensional visto de cima para a superfície do oceano (direita). Está também representado o transporte integrado de massa, que no hemisfério norte faz um ângulo reto para a direita relativamente ao vento (para a esquerda no hemisfério sul).

6. Processos físicos no oceano costeiro português e suas consequências

Ao largo da costa oeste da Península Ibérica, o regime de vento é de norte durante boa parte do ano, tipicamente de março a outubro, em grande medida controlado pela presença e intensificação da alta pressão do Açores. Logo, a velocidade integrada na camada superficial do oceano até onde se faz sentir o atrito do vento (camada de Ekman) fará um ângulo reto para a direita do vento, ou seja, será dirigida para o largo, em direção a oeste, de acordo com o mecanismo de Ekman. A presença da costa portuguesa a leste obriga a que a água transportada para o largo seja substituída por água mais fria, que aflora à superfície na região costeira, proveniente das camadas sub-superficiais (Figura 4a). Este é o mecanismo responsável pela ocorrência de águas frias ao longo do litoral português durante o verão (Figura 4b). Embora fria, esta água é rica em nutrientes e responsável pela alta produtividade do nosso oceano costeiro. Nos meses de pico do verão, o estabelecimento de uma baixa pressão de origem térmica na região central da Península Ibérica intensifica os ventos de norte ao longo da costa oeste e induz a sua curvatura para leste na região sudoeste da Portugal, originando ventos com uma componente de oeste no Algarve. Por isso também ocorre *upwelling* na costa sul de Portugal, mais intenso e frequente no barlavento, onde durante o verão as águas são consideravelmente mais frias do que no sotavento.

A água fria que aflora junto à costa é mais densa que a água mais quente ao largo, ocupando a mesma massa um volume menor. Como consequência, o nível do mar é mais baixo junto à costa que ao largo, originando um gradiente horizontal de pressão perpendicular à costa que, ao entrar em equilíbrio com a força de Coriolis (equilíbrio geostrófico), gera uma corrente para sul ao longo da costa, segundo o mecanismo descrito na Secção 4 (Figura 4c). Verifica-se que esta corrente geostrófica é consideravelmente

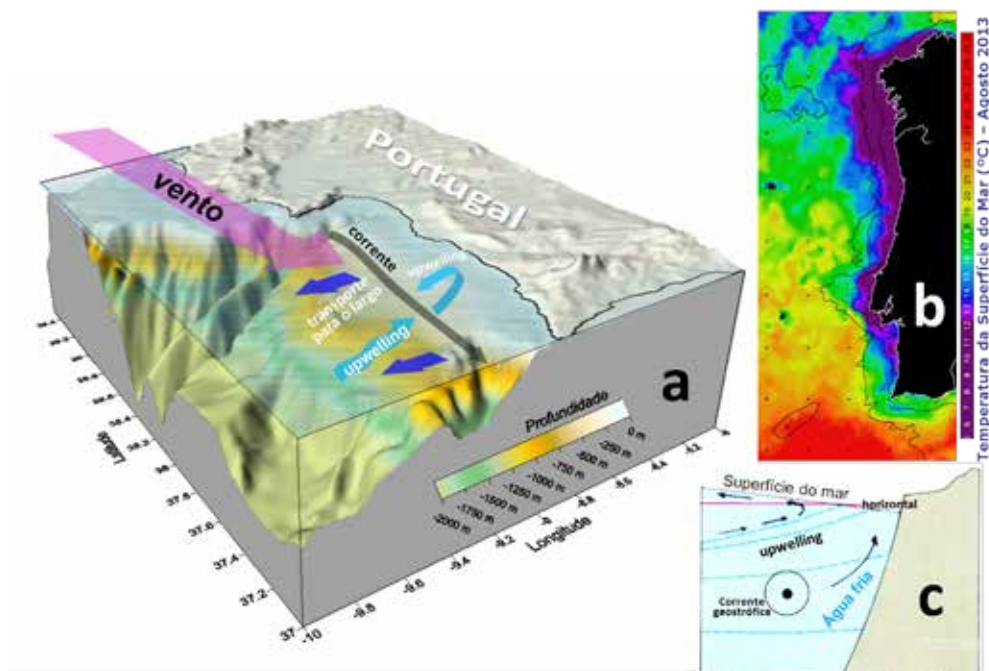


Fig. 4 – O afloramento costeiro (*upwelling*) ocorre ao longo da costa atlântica da Península Ibérica forçado por ventos de norte (a). A água costeira superficial é transportada para o largo e substituída por água fria de sub-superfície ao longo de toda a costa oeste (b). Em consequência da maior densidade desta água fria o nível do mar baixa junto à costa e o ajuste geostrofico induz uma corrente fria dirigida para sul, ou seja, para fora do papel (c).

mais intensa do que a corrente superficial para o largo induzida diretamente pelo mecanismo de Ekman. Desta forma, a resultante destes dois escoamentos é uma corrente relativamente bem alinhada com a costa, por vezes com uma componente para o largo, que transporta de norte para sul água fria, rica em nutrientes, com origem no afloramento costeiro.

São processos físicos como estes aqui descritos que, em larga medida, governam o funcionamento do ecossistema costeiro português e os processos biogeoquímicos que nele ocorrem. A compreensão e análise da física do oceano, em grande parte assente nas leis da mecânica, é por isso uma tarefa fundamental para uma gestão correta das águas costeiras.

7. Notas finais

Como verificámos, para explicar a circulação oceânica nas suas diferentes escalas, os conceitos da mecânica newtoniana são extensivamente aplicados. Neste texto de carácter introdutório e, por isso, necessariamente elementar, pretendemos apenas mostrar a metodologia utilizada para compreender a dinâmica do oceano. Focámos, em particular, os processos oceanográficos relevantes na circulação do oceano ao largo da Península Ibérica. As leis são aplicadas com diferentes graus de profundidade, conforme o fenómeno físico que se pretende estudar e o objetivo a atingir. Dependendo da natureza do fenómeno físico, muitas outras aproximações e simplificações são possíveis, tendo por base as equações do movimento do oceano. Em sentido contrário, muitos outros processos são por vezes

incluídos e associados a estas equações quando elas são utilizadas para fins de modelação hidrodinâmica de domínios oceânicos ou estuarinos. Nestes casos, as equações podem atingir uma enorme complexidade, até porque estamos a lidar com processos não lineares. Contudo, é possível explicar muitos processos físicos do oceano recorrendo a formas simplificadas. Por isso, a aplicação das leis da mecânica ao oceano apresenta bons exemplos de estudo para qualquer nível de ensino.

Não é possível entender o comportamento do oceano sem a física, que neste caso se chama Oceanografia Física. Este ramo da Oceanografia revela-se fundamental, pois o funcionamento físico do oceano condiciona todos os processos químicos e biológicos que integram o funcionamento dos ecossistemas marinhos. Concluímos, por isso, que os programas de física do ensino secundário poderão e deverão incluir conceitos de Física do Oceano, que podem ser usados como uma ferramenta pedagógica interdisciplinar capaz de atrair o interesse de muitos alunos pela Física e pelo Mar.



Paulo Relvas é licenciado em Física pela Fac. de Ciências da Universidade de Lisboa e doutorado em Oceanografia Física pela School of Ocean Sciences – University of Wales, Reino Unido. É professor auxiliar da Universidade do Algarve, regente de disciplinas física do oceano de diversos cursos de graduação e pós-graduação. É investigador do CCMAR – Centro de Ciências do Mar do Algarve. As áreas de investigação cobrem sobretudo os processos dinâmicos no oceano costeiro e os sistemas de afloramento costeiro.

Ondas do mar que iluminam o interior da Terra

Graça Silveira¹, Susana Custódio²

¹ Área Dep. de Física, Instituto Superior de Engenharia de Lisboa e Instituto Dom Luiz, Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa, Campo Grande, Edifício C8, 1749-016 Lisboa

² Instituto Dom Luiz, Dep. Eng. Geográfica, Geofísica e Energia, Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa, Campo Grande, 1749-016 Lisboa

m silveira@fc.ul.pt

Resumo

Estações sísmicas em todo o mundo registam permanentemente uma vibração de fundo que resulta do acoplamento de energia entre os oceanos e a Terra sólida – o ruído microssísmico. Apesar deste ruído ser bem conhecido desde o início do século XX, foi apenas no início deste século que a qualidade e densidade de observações sísmicas permitiu o desenvolvimento de técnicas que utilizam eficientemente esta energia para observar tempestades oceânicas, mapear o interior da Terra e – algo que até aqui nunca tinha sido possível – mapear a evolução no tempo, à escala humana, da estrutura interior do nosso planeta.

Introdução

O ruído microssísmico é registado de forma persistente em todo o globo e consiste em vibrações do solo com alguns micrómetros de amplitude. As primeiras observações do ruído microssísmico remontam à época do desenvolvimento dos primeiros sismómetros, no final do século XIX. Durante a primeira metade do século XX, foi-se constatando que o ruído microssísmico consistia em vibrações do solo que: 1) tinham períodos semelhantes aos da ondulação (swell) oceânica, 2) mostravam direccionalidade, 3) eram moduladas sazonalmente, com maiores amplitudes registadas no Inverno, 4) eram compostas maioritariamente por ondas superficiais de Rayleigh, 5) tinham maiores amplitudes durante tempestades oceânicas, e 6) tinham maiores amplitudes em estações junto à costa [1].

As redes sísmicas de elevada qualidade de que dispomos hoje em dia confirmam estas observações, mostrando ainda que o ruído microssísmico é composto por dois tipos de vibrações fundamentalmente diferentes: o ruído microssísmico primário e o secundário. O ruído microssísmico primário tem um período dominante entre 8 e 20 segundos (Figura 1), idêntico ao período da ondulação oceânica. Has-

selmann [2] propôs que o ruído microssísmico primário pode ser eficientemente gerado pela pressão direta da ondulação oceânica no fundo do mar. Como a amplitude das ondas oceânicas decai significativamente com a profundidade, este mecanismo só é eficiente em zonas de mar pouco profundo, como em regiões costeiras. O ruído microssísmico secundário é mais energético do que o primário e tem períodos dominantes entre os 4 e os 10 segundos (Figura 1) – metade do período da ondulação oceânica. Longuet-Higgins [3] mostrou que o ruído microssísmico secundário pode ser gerado por ondas oceânicas de iguais períodos, que colidem ao viajar em direções opostas. Desta interferência resultam ondas estacionárias com um período que é metade do período das ondas originais. A perturbação de pressão gerada pela onda estacionária é independente da profundidade, conseguindo propagar-se até ao fundo do mar – mesmo em oceano profundo – onde a oscilação de pressão se transforma em energia sísmica.

O ruído microssísmico secundário é produzido eficientemente em três cenários diferentes:

- 1) em tempestades oceânicas que avançam rapidamente, quando a perturbação atmosférica avança mais rapidamente do que a ondulação oceânica, gerando nova ondulação que interfere com a ondulação gerada mais atrás;
- 2) em regiões costeiras, quando a ondulação refletida na costa colide com a ondulação que se aproxima da costa, e
- 3) quando ondulações geradas em regiões diferentes, por tempestades diferentes, mas de períodos idênticos, se encontram.

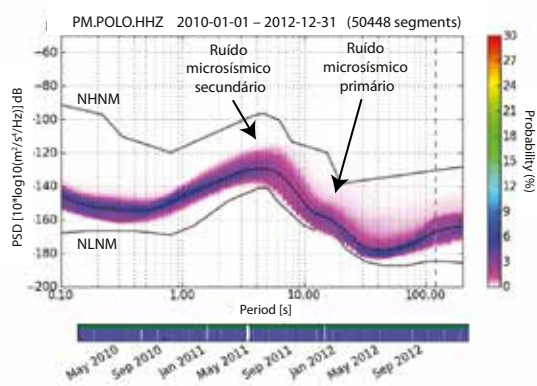


Fig. 1 – Características espectrais do ruído sísmico de fundo. O gráfico mostra a distribuição probabilística da densidade de potência espectral (*Probabilistic Power Spectral Density*, PPSD) da aceleração vertical do solo observada na estação POLO, em Portugal continental, entre 2010 e 2012. Os valores espectrais representados com cores do topo da escala são os registados mais frequentemente, enquanto que os que estão representados com cores da base da escala são os observados menos frequentemente. As curvas cinzentas grossas representam o *New High Noise Model* (NHNM) e o *New Low Noise Model* (NLNM), que balizam o intervalo em que o ruído sísmico de fundo é habitualmente observado.

Nos últimos anos, a qualidade e quantidade de observações sísmicas disponíveis, a par com uma melhor capacidade de cálculo e de processamento de grandes quantidades de dados, permitiu que o ruído microsísmico deixasse de ser visto como ruído e passasse a ser visto também como sinal...

Monitorização dos oceanos

Os primeiros esforços para utilizar a energia microsísmica para observar tempestades oceânicas surgiram no final da II Guerra Mundial, quando a previsão das tempestades oceânicas se tornou uma prioridade. Gutenberg [4] descreveu uma tentativa da força naval Americana baseada na utilização de estações tripartidas distribuídas na região do Oceano Pacífico. Cada estação tripartida era composta por três estações sísmicas, dispostas num triângulo com poucos quilómetros de lado. A informação recolhida em cada estação tripartida era analisada em conjunto, de forma a inferir a direção de origem da energia microsísmica. As direções obtidas a partir das várias estações tripartidas eram depois cruzadas, de forma a localizar as tempestades.

No final do século XX, surgiram os primeiros trabalhos que utilizavam pequenas redes densas (*arrays*) para localizar com precisão a direção do local de geração da energia microsísmica (e.g.: [5]). Estes estudos mostravam ainda como era possível cruzar esta informação com as direções obtidas a partir de outros *arrays* para localizar as fontes de energia microsísmica.

Como existem dados sísmicos desde o início do século XX, vários autores têm estudado a possibilidade de caracterizar as tempestades oceânicas

do século XX a partir de sismogramas históricos registados em papel. Bromirski e co-autores [6] desenvolveram uma função de transferência entre o ruído microsísmico registado na estação de Berkeley e a altura significativa das ondas registada em quatro boias na costa da Califórnia, durante um período de três meses em 1995. Estes autores sugeriram que a função de transferência desenvolvida poderia ser utilizada para estudar a ondulação junto à costa californiana desde 1930, altura em que começa a haver um registo sísmico com a qualidade necessária em Berkeley.

Grevemeyer e co-autores [7] analisaram dados sísmicos registados em Hamburgo entre 1953 e 2000, e concluíram que o número de dias com ruído microsísmico de elevada amplitude aumentou no período analisado. Estes autores sugeriram que o aumento corresponde a um aumento de tempestades oceânicas, que pode estar relacionado com o aumento da temperatura global registado no mesmo período.

Mais recentemente, Davy e co-autores [8] estudaram registos sísmicos obtidos no fundo do Oceano Índico, ao largo de Madagáscar, obtidos durante a passagem de ciclones tropicais. Os autores realçaram que este tipo de dados poderá ser considerado futuramente como uma nova fonte de informação na monitorização em tempo real de tempestades atmosféricas e oceânicas.

Ver o interior da Terra

A tomografia sísmica é uma janela para o interior da Terra. O objetivo é obter uma distribuição das perturbações da velocidade das ondas sísmicas de volume (P e/ou S) em função da profundidade. Estas perturbações, por sua vez, dependem dos parâmetros elásticos do meio e da densidade, sendo estes últimos função da mineralogia e das condições termodinâmicas (pressão e temperatura). A tomografia sísmica utiliza como dados o tempo de percurso das ondas de volume, a velocidade de grupo e/ou a velocidade de fase das ondas superficiais¹, ou a forma de onda. Estes vários tipos de ondas têm uma propagação e períodos dominantes distintos e, por isso, permitem obter modelos da Terra a diferentes escalas e com diferentes resoluções. Contudo, o imageamento das propriedades físicas da estrutura interna do planeta continua a apresentar limitações temporais e espaciais, impostas pelas geometrias fonte-recetor disponíveis. A maior parte dos sismos têm epicentro ao longo das fronteiras de placas ou em regiões sísmicas ativas e as estações sísmicas estão, na sua maioria, concentradas nos continentes e ilhas, o que limita a diversidade de trajetórias sismo-estação disponíveis.

¹ As ondas superficiais resultam da interferência construtiva e destrutiva das ondas de volume que permanecem confinadas entre a superfície e as descontinuidades no globo. São ondas estacionárias em profundidade, com uma profundidade de penetração que depende, simultaneamente, do modo de vibração e do período considerado. Para o modo fundamental, a profundidade de penetração é cerca de 1/3 do comprimento de onda.

Na Terra, qualquer evento capaz de produzir ondas elásticas emite energia que se propaga em todas as direções. Tal como um sismo, uma pequena vibração do solo produz microssinais sísmicos que se propagam no interior da Terra. Se os medirmos em dois pontos distintos, eles estarão desfasados no tempo, mas ligados ao mesmo evento. Se correlacionarmos os registos destes microssinais introduzindo o desfasamento temporal correto, vamos fazer aparecer essa ligação. Uma vez que a energia desses sinais é extremamente pequena, são calculadas muitas correlações cruzadas, que posteriormente são somadas de forma a fazer sobressair o sinal coerente do ruído não coerente.

O trabalho pioneiro de Shapiro e Campillo [9] veio mostrar que a análise do ruído microssísmico entre pares de estações sísmicas permitia obter funções empíricas de Green, análogas às ondas superficiais registadas na sequência de um sismo. Estavam dados os primeiros passos para a tomografia sísmica sem sismos. Quais as vantagens de utilizar o ruído microssísmico?

- i) apenas depende da geometria da rede de estações, oferecendo, portanto, um melhor controle da resolução lateral;
- ii) pode ser aplicada em regiões com fraca sismicidade.

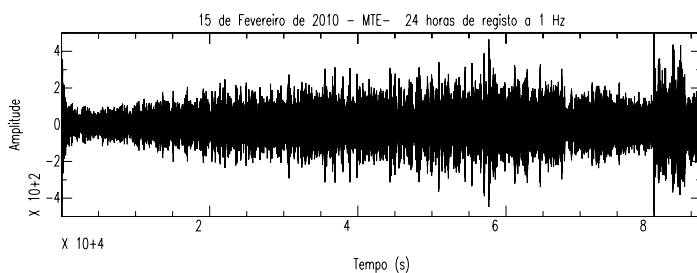


Fig. 2 - Um dia de registo contínuo na estação MTE (Manteigas). A taxa de amostragem é de uma amostra por segundo.

O processamento do ruído microssísmico desde o seu registo (Figura 2) à construção das funções empíricas de Green está detalhado em diversos artigos, e.g. [10-12], entre outros. A Figura 3 mostra, como exemplo, o resultado da correlação entre a estação PFVI, localizada no Algarve e cerca de 60 estações localizadas em todo o território nacional. Os correlogramas são apresentados em função da distância entre os vários pares de estações. É visível a chegada de dois trens de ondas dispersivos (a velocidade de propagação depende do período considerado) dispostos simetricamente em relação a um tempo zero. Do lado positivo temos o equivalente ao registo de uma onda superficial de Rayleigh nas diferentes estações, devido a um evento localizado na estação PFVI. No lado negativo, vemos o equivalente ao registo de uma onda de Rayleigh em PFVI devido a eventos ocorridos nas diversas estações.

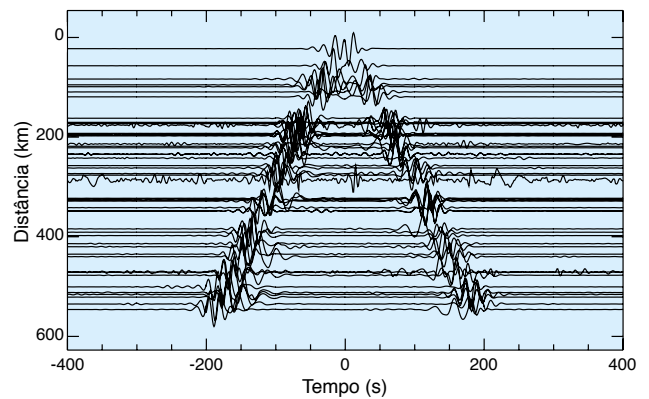


Fig. 3 - Correção entre a estação PFVI (Sul de Portugal) e as restantes estações instaladas em Portugal. O tempo de chegada do trem de ondas que aparece na figura tem uma velocidade média de cerca de 3,0 km/s.

Os vários trens de ondas que aparecem na figura têm uma velocidade média de cerca de 3,0 km/s, valores típicos de uma onda de Rayleigh na banda de períodos entre 5 e 30 segundos. Se analisarmos uma destas ondas em diferentes bandas de frequência é fácil confirmar o seu carácter dispersivo, com os longos períodos, sensíveis às maiores profundidades, a chegarem mais cedo que os períodos mais curtos, como se pode ver na Figura 4. Extraídas as ondas de Rayleigh, o procedimento a seguir na obtenção de um modelo 3D da estrutura interna é o habitualmente seguido numa tomografia com ondas superficiais (por exemplo: [10-12]).

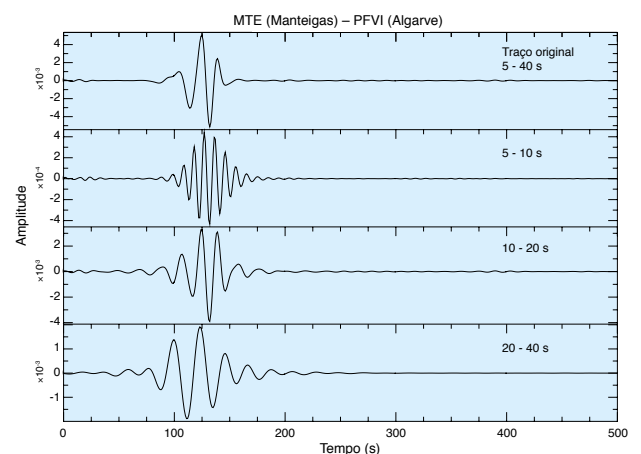


Fig. 4 - Resultados para o trajeto MTE (Manteigas) - PFVI (Algarve), atravessando parte da Portugal continental. O traço original foi filtrado em diferentes bandas de período para avaliar a sua natureza dispersiva.

Ao longo da última década, a utilização do ruído ambiente tem vindo a permitir o mapeamento das velocidades das ondas sísmicas da sub-superfície à escala local (e.g. [11]), à escala regional [e.g. 10, 13], e à escala global [14]. A Figura 5 mostra as variações laterais na velocidade das ondas S, calculadas a partir da tomografia de ruído, às profundidades de 10 km e 20 km, para Portugal continental. As perturbações são apresentadas

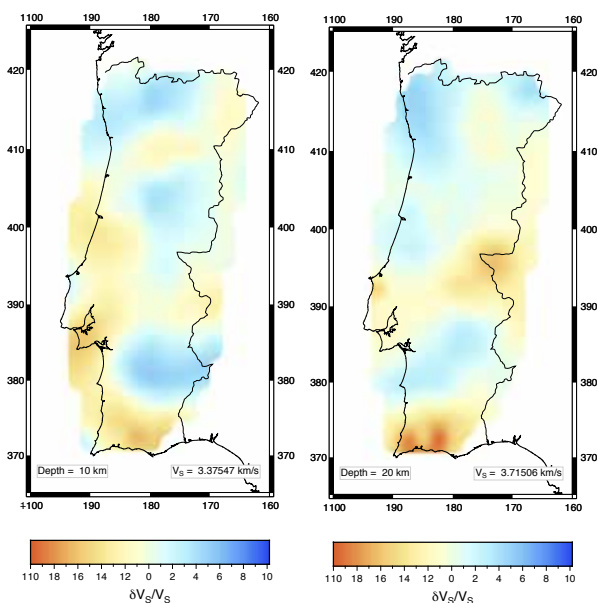


Fig. 5 - Distribuição lateral das velocidades das ondas S a 10 km e 20 km de profundidade. As perturbações são calculadas relativamente a um valor médio, indicado na respetiva carta.

em relação a um valor médio, com uma escala de cores, tal como se representa na figura. Velocidades baixas estão normalmente associadas a estruturas mais frias e/ou mais densas. Velocidades acima da média traduzem a presença de materiais mais quentes e/ou menos densos.

Uma janela que se abre...

Outra das vantagens da análise do ruído microsísmico sobre a análise de sinais sísmicos "tradicionais", resultantes de sismos ou de fontes ativas, reside na capacidade de monitorizar alterações na estrutura interna, graças à repetibilidade das observações possibilitando o mapeamento 4D das estruturas, isto é, espacialmente e também ao longo do tempo.

As erupções vulcânicas explosivas têm grande impacto nas sociedades, sobretudo nos casos em que não tem sido possível atuar atempadamente. Em 2010, por exemplo, a erupção do vulcão Eyjafjallajökull, na Islândia, afetou significativamente o tráfego aéreo no Norte e no Centro da Europa e paralisou completamente alguns aeroportos, o que teve repercussões económicas importantes. Em 2006, Sens-Schönfelder e Wegler [15] usaram as formas de onda das correlações cruzadas de ruído sísmico, obtidas ao longo do tempo, para acompanhar as mudanças na velocidade de edifícios vulcânicos, demonstrando que o registo contínuo do ruído microsísmico permite a monitorização de vulcões, contribuindo assim para a previsão de erupções vulcânicas. Mais recentemente, Brenguier e co-autores [16-18] aplicaram, com sucesso, técnicas similares ao vulcão Piton de la

Fournaise, na ilha da Reunião. Estes autores identificaram variações na velocidade de propagação das ondas devido a alterações mecânicas no edifício vulcânico. A fracturação e a circulação de fluidos provocam uma redução significativa nas velocidades de propagação e estes autores mostraram que estas mudanças estruturais são bons indicadores de condições pré-eruptivas [16].

Estes resultados têm vindo a ser explorados com resultados promissores noutras situações de risco, como é o caso de deslizamentos de terreno [19-20]. Têm igualmente aplicação na área industrial, nomeadamente na exploração da energia geotérmica [21,22], na área da exploração dos hidrocarbonetos [23-24], ou ainda para monitorização em exploração mineira [25].

Conclusões

Ao longo das últimas décadas, assistimos a um crescimento sem precedentes das redes de estações sísmicas, a registar em contínuo com taxas de amostragem de várias dezenas de amostras por segundo. Além dos muitos eventos sísmicos que ocorrem diariamente, mais de 90 % do sinal registado é ruído microsísmico gerado nos oceanos. A análise contínua desse ruído possibilita assim uma monitorização efetiva e um imageamento 4D, impossível com os registos de sismos ou fontes ativas. Medir as pequenas variações nas propriedades mecânicas da Terra ao longo do tempo permite-nos detetar alterações associadas a processos de deformação em falhas, monitorizar sistemas de exploração geológica e acompanhar a evolução dos sistemas magmáticos em vulcões.

Referências

1. B. Gutenberg, "On microseisms", *Bull. Seismol. Soc. Am.* 26(2), 111–117 (1936).
2. K. Hasselmann, "A statistical analysis of the generation of microseisms", *Rev. Geophys.* 1(2), 177–210, doi:10.1029/RG001i002p00177 (1963).
3. M. S. Longuet-Higgins, "A theory of the origin of microseisms", *Philos. Trans. Royal Soc. A* 243(857), 1–35, doi:10.1098/rsta.1950.0012 (1950).
4. B. Gutenberg, "Microseisms and Weather Forecasting", *J. Atmospheric Sci.* 4, 21–28, doi:10.1175/1520-0469(1947)004<0021:MAWF>2.0.CO;2 (1947).
5. A. Friedrich, F. Krüger, e K. Klinge, "Ocean-generated microseismic noise located with the Gräfenberg array", *J. Seismol.* 2, 47–64, doi:10.1023/A: 1009788904007 (1998).
6. P. D. Bromirski, R. E. Flick, e N. Graham, "Ocean wave height determined from inland seismometer data: Implications for investigating wave climate changes in the NE Pacific", *J. Geophys. Res.: Oceans* 104(C9), 20,753–20,766, doi: 10.1029/1999JC900156 (1999).
7. I. Grevemeyer, R. Herber, e H.-H. Essen, "Microseismological evidence for a changing wave climate in the northeast Atlantic ocean", *Nature* 408(6810), 349–352, doi:10.1038/35042558 (2000).
8. C. Davy, G. Barruol, F. R. Fontaine, K. Sigloch, e E. Stutzmann, "Tracking major storms from microseismic and hydroacoustic observations on the seafloor", *Geophys. Res. Lett.* 41(24):8825 – 8831 (2014).
9. N. M. Shapiro, e M. Campillo, "Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise", *Geophys. Res. Lett.* 31, L07614, doi:10.1029/2004GL019491 (2004).
10. G. Silveira, N.A. Dias, e A. Villaseñor, "Seismic imaging of the Western Iberian Crust using ambient noise: boundaries and internal structure of the Iberian Massif", *Tectonophysics* 589, 186-194, doi:10.1016/j.tecto.2012.12.025 (2013).
11. C. Matos, C., G. Silveira, L. Matias, R. Caldeira, L. Duarte, N. A. Dias, F. Krueger, e T. Santos, "Upper crustal structure of Madeira Island revealed from ambient noise tomography", *J. Volcanol. Geotherm. Res.* doi:10.1016/j.jvolgeores.2015.03.017 (2015).
12. C. Corela, G. Silveira, L. Matias, M. Schimmel e W. H. Geissler, "Ambient seismic noise tomography of SW Iberia integrating seafloor- and land-based data", *Tectonophysics* 700-701, 131–149. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2017.02.012> (2017).
13. A. Domingues, A., G. Silveira, A. Ferreira, S.-J. Chang, S. Custódio, e J. Fonseca, "Ambient Noise Tomography of the East Africa Rift in Mozambique", *Geophys. J. Int.* 204 (3): 1565-1578, doi 10.1093/gji/ggv538 (2016).
14. A. Haned, E. Stutzmann, M. Schimmel, S. Kiselev, A. Davaille, e A. Yelles-Chaouche, "Global tomography using seismic hum", *Geophys. J. Int.* 204, 1222-1236, doi: 10.1093/gji/ggv516 (2016).
15. C. Sens-Schönfelder e U. Wegler, "Passive Image Interferometry and seasonal variations of seismic velocities at Merapi volcano, Indonesia", *Geophys. Res. Lett.* 33, no. 21, L21302, doi:10.1029/2006GL027797 (2006).
16. F. Brenguier, N.M. Shapiro, M. Campillo, V. Ferrazzini, Z. Duputel, O. Coutant, e A. Nercessian, "Towards forecasting volcanic eruptions using seismic noise", *Nat. Geosci.* 1, pp. 126-130, 10.1038/ngeo104 (2008).
17. F. Brenguier, D. Clarke, Y. Aoki, N.M. Shapiro, M. Campillo, e V. Ferrazzini, "Monitoring volcanoes using seismic noise correlations", *Compt. Rendus Geosci.* 343, pp. 633-638, 10.1016/j.crte.2010.12.010 (2011).
18. F. Brenguier, M. Campillo, T. Takeda, Y. Aoki, N. Shapiro, X. Briand, K. Emoto, e H. Miyake, "Mapping pressurized volcanic fluids from induced crustal seismic velocity drops", *Science* 345(6192), 80–82 (2014).
19. G. Mainsant, E. Larose, C. Brönnimann, D. Jongmans, C. Michoud, e M. Jaboyedoff, "Ambient seismic noise monitoring of a clay landslide: Toward failure prediction", *J. Geophys. Res.* 117, F01030, doi:10.1029/2011JF002159 (2012).
20. C. Voisin, S. Garambois, C. I. Massey e R. Brossier, "Seismic Noise Monitoring of the Water Table in a Deep Seated Slow Moving Landslide". *Interpretation* 4, 3, pp SJ67-SJ76 (2016).
21. M. Lehujeur, J. Vergne, A. Maggi e J. Schmittbuhl, "Ambient noise tomography with non-uniform noise sources and low-aperture networks: case study of deep geothermal reservoirs in Northern Alsace, France", *Geophys. J. Int.*, 208 (1), 193-210, doi: 10.1093/gji/ggw373 (2017).
22. A. Obermann, T. Kraft, E. Larose, e S. Wiemer, "Potential of ambient seismic noise techniques to monitor reservoir dynamics at the St. Gallen geothermal site (Switzerland)", *Journal of Geophys. Res.* 120 (6), 4301-4316, doi: 10.1002/2014JB011817 (2015).
23. M. Y. Ali, K. A. Berteussen, J. Small, e B. Barkat, "A study of ambient noise over an onshore oil field in Abu Dhabi, United Arab Emirates", *Bull. Seismol. Soc. Am.* 100, 392– 401, doi: 10.1785/0120090131 (2010).
24. B. Boullenger, A. Verdel, B. Paap, J. Thorbecke, e D. Draganov, "Studying CO₂-storage with ambient-noise seismic interferometry: a combined numerical feasibility study and field-data example for Ketzin, Germany", *Geophysics* 80, Q1-Q13, doi: 10.1190/geo2014-0181.1 (2015).
25. R. Czarny, H. Marcak, N. Nakata, Z. Pilecki, e Z. Isakow, "Monitoring Velocity Changes Caused By Underground Coal Mining Using Seismic Noise". *Pure Applied Geophys.* 2016, 173.6: 1907-1916. ISSN 0033-4553 (2016).



Graça Silveira é Professora Adjunta no ISEL, na Área Departamental de Física, e investigadora do Lab. Associado IDL. É licenciada e mestre em Ciências Geofísicas pela FCUL e doutorada em Física, ramo Geofísica, pela FCUL. Dedicar-se ao estudo

da estrutura interna da Terra a partir da análise de sinais sísmicos, recorrendo para isso a diferentes metodologias.



Susana Custódio é Professora Auxiliar na FCUL, na área de Geofísica, e investigadora do Lab. Associado IDL. É licenciada em Eng. Física Tecnológica pelo Inst. Sup. Técnico e doutorada em Ciências Geológicas pela Univ. Califórnia, Santa Bárbara.

Dedicar-se à sismologia, com ênfase no estudo das fontes sísmicas, sismologia em tempo real, infraestrutura observacional, e educação e divulgação sobre riscos.



Soluções para medição precisa de radiação solar

Medir com precisão a radiação do Sol é fundamental para identificar localizações ideais para instalações, justificar decisões de investimento, maximizar a eficiência de operação, programar manutenções, monitorizar o desempenho e melhorar a tecnologia em aplicações em energia solar fotovoltaica (PV), energia solar fotovoltaica de concentração (CPV) e energia solar térmica de concentração (CSP).

Na Kipp & Zonen, os nossos especialistas desenvolvem instrumentos de alta qualidade para a medição de radiação solar global, directa, difusa e no plano dos painéis, que permitem saber com precisão se o seu projecto de energia solar está a operar no seu melhor e a atingir o desempenho previsto, assim como fazer a gestão da manutenção. Desde a nossa bem conhecida série CMP, e a inovadora série de piranómetros Smart SMP, até ao novo sistema compacto de monitorização RaZON⁺, nós fornecemos as melhores soluções.

Quando a precisão importa, meça com Kipp & Zonen.

www.kippzonen.com

Kipp & Zonen distribuidor para Portugal
Vórtice - Equipamentos Científicos, Lda.

+351 21 868 35 59 | geral@vortice-lda.pt | www.vortice-lda.pt

Estudo Geofísico e Geológico da Falha de Vila Franca de Xira

João Carvalho¹, Daniela Alves¹, J. Borges², Bento Caldeira², João Cabral³, Ruben Dias¹, João Casacão⁴, Rui J. Oliveira², Jaime Leote¹

¹Unidade Recursos Minerais e Geofísica, Laboratório Nacional de Energia e Geologia, Estrada da Portela-Zambujal, Apartado 7586 - Alfragide, 2610-999 Amadora

²Instituto de Ciências da Terra e Departamento de Física, Universidade de Évora, Colégio Luís António Verney, Rua Romão Ramalho 59, 7002-554 Évora

³Departamento de Geologia, Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa, e Instituto Dom Luiz, Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa, 1749-016 Lisboa

⁴Galp Energia, Rua Tomás da Fonseca, Torre A Piso 10, 1600-209 Lisboa

(1) joao.carvalho@lneg.pt (2) jborges@uevora.pt; ruio@uevora.pt (3) jcabral@fc.ul.pt (4) joao.casacao@galp.pt

Resumo

A região de Lisboa e Vale Inferior do Tejo foi afetada por vários sismos destrutivos que provocaram grandes prejuízos materiais e perdas de vida. As fontes geradoras desses sismos históricos situam-se quer na zona de fronteira de placas Ibéria-África, localizada cerca de 300 km a sul, quer no interior da própria região. Neste artigo, estuda-se uma falha geológica local, a falha de Vila Franca de Xira, que se julga ter ocasionado o terramoto de Lisboa de 1531. Apesar da ausência de evidência geológica direta para a presença duma rotura superficial da falha, demonstra-se através da utilização de métodos geofísicos que se trata de uma zona de falha ativa, sendo possivelmente a fonte de geração daquele sismo.

Introdução

Lisboa e a região do Vale Inferior do Tejo foram afetadas por vários sismos de magnitude moderada a elevada, que causaram elevados danos materiais e perdas de vidas, como em 1344, 1531, 1755 e 1909 [1,2]. Estes sismos são gerados em falhas geológicas ativas, sendo tanto mais energéticos quanto maior for a dimensão da rotura na falha [3]. Os sismos repetem-se no tempo devido à natureza cíclica do mecanismo de geração em cada falha (ressalto elástico / ciclo sísmico). Embora esta repetição seja frequentemente irregular no tempo, podemos calcular um intervalo de recorrência médio [3]. Este intervalo de recorrência médio pode estimar-se através de um parâmetro da falha sismogénica designado de taxa de deslocamento. Se pudermos medir o deslocamento produzido por uma falha em sedimentos recentes e determinar a idade desses sedimentos, podemos estimar a taxa de deslocamento

como o movimento na falha a dividir pelo tempo. Os métodos geofísicos podem ajudar na determinação do deslocamento, mas a sua datação é bastante mais difícil e incerta. De forma a conhecermos a perigosidade sísmica e o risco sísmico de uma região, é necessário conhecer e caracterizar as falhas geológicas ativas que a podem afetar.

Em inúmeras situações, as falhas geológicas não podem ser reconhecidas à superfície, como sucede na região de estudo. Neste caso são utilizados métodos geofísicos para a sua localização e caracterização. Entre os métodos geofísicos utilizados na deteção de falhas, encontram-se os métodos sísmicos, elétricos e eletromagnéticos. Neste estudo, por oferecerem as resoluções mais elevadas [4], elegeram-se a sísmica de reflexão e o radar de penetração do solo (GPR), método eletromagnético vulgarmente conhecido pela designação georradar. No entanto, como as ondas de georradar são fortemente atenuadas em meios de condutividade elétrica elevada, este método apresenta dificuldades em meios geológicos argilosos em que o nível freático é superficial, como sucede na zona de estudo. Neste trabalho, discute-se a aplicação de métodos geofísicos na caracterização da Falha de Vila Franca de Xira, considerada por alguns autores a falha que gerou o terramoto de Lisboa de 1531 e que causou mais de mil vítimas [1,5,6]. Adquiriram-se e processaram-se dados de sísmica de reflexão com ondas P e S, georradar e geolétricos, tendo sido aberta uma trincheira com cerca de 5 m de profundidade para confirmação da interpretação dos dados.

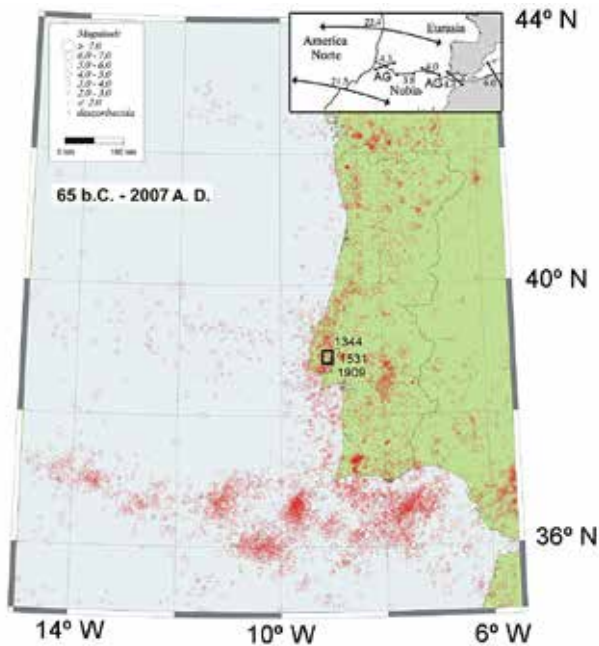


Fig. 1 – Sísmicidade da zona de estudo entre 65 A.C e 2007 A.D. (@IPMA) e localização da Falha de Vila Franca de Xira e zona de estudo (quadrado). A caixa em cima à direita mostra o enquadramento da zona de estudo no contexto das placas tectónicas e as velocidades de deslocamento relativo entre estas (em mm/ano).

Sísmica de reflexão, geoeletrica e georradar

A sísmica de reflexão é um método geofísico no qual é gerado um pequeno sismo ou vibração do solo (fonte sísmica), que é registado no conjunto de sensores (geofones) dispostos de forma aproximadamente linear sobre a superfície do terreno. As ondas sísmicas, ao encontrarem diferentes camadas geológicas com diferentes impedâncias acústicas (a impedância acústica – IA – é o produto da densidade do meio pela velocidade sísmica de propagação nesse meio), refletem-se, refratam-se e propagam-se através da interface entre os dois meios distintos. Quanto maior a diferença de IA entre os dois meios, maior a amplitude da reflexão. Após o registo de múltiplos sismos em diferentes posições da fonte e dos geofones, os dados são combinados de forma apropriada e eliminadas todas as ondas sísmicas, exceto as refletidas nos diferentes horizontes geológicos, de forma a produzir imagens do subsolo, isto, é da geometria das diversas camadas geológicas e das suas interrupções ou falhas.

O georradar consiste basicamente nos mesmos princípios, mas, em vez de ondas sísmicas,

estuda a propagação de ondas eletromagnéticas, e em vez da amplitude de reflexão destas ondas ser determinada pelas diferenças de IA entre os dois meios, os parâmetros físicos envolvidos são a constante dielétrica (que controla a reflexão) e a condutividade elétrica (que controla a atenuação da amplitude). Uma outra diferença é que a aquisição dos dados no método do georradar utiliza apenas uma fonte e um recetor (antenas) localizados no mesmo ponto espacial, mas que se pode deslocar. Da mesma forma que na sísmica, as imagens produzidas pelo registo das ondas de georradar ao longo de um perfil na superfície por onde se arrastou a antena (que se chamam radargramas), formam representações do subsolo onde são visíveis as superfícies de separação entre camadas que apresentam variações significativas da constante dielétrica.

No método geoeletrico, é injetada uma corrente elétrica no solo e medidos os seus efeitos (variações da diferença de potencial) a várias distâncias do ponto de injeção. A geometria de aquisição, isto é, a posição relativa dos eléctrodos de injeção e medição, depende dos objetivos que se pretendem atingir. Os resultados são posteriormente processados de forma a fornecerem uma imagem das distribuições da resistividade elétrica por diferentes horizontes do subsolo.

Aquisição, processamento e interpretação dos dados geofísicos

Estimada a localização da falha de Vila Franca de Xira na planície aluvial do rio Tejo, onde se encontra oculta por uma cobertura de aluviões recentes, e após um trabalho inicial em V. F. Xira [4] onde a zona de falha foi detetada, planeou-se um conjunto de perfis geofísicos em Castanheira do Ribatejo de acordo com a orientação conhecida da falha em afloramento. Começou-se por adquirir um perfil de sísmica de reflexão com ondas P com uma fonte sísmica capaz de gerar sinal a várias centenas de metros de profundidade, para confirmar a presença da falha sob as aluviões. A secção sísmica obtida, que se apresenta na Figura 2.b, mostra as camadas geológicas deformadas e fraturadas, demonstrando que a zona de falha e as suas ramificações se prolongam para nordeste sob as aluviões, relativamente aos locais onde está reconhecida à superfície, afetando rochas de idade jurássica e miocénica. Identificaram-se assim vários locais onde se detetaram segmentos de falha a pouca profundidade e possivelmente deslocando os sedimentos aluviais recentes, com idade inferior a cerca de 20 mil anos, demonstrando que a falha está ativa, como se supunha.

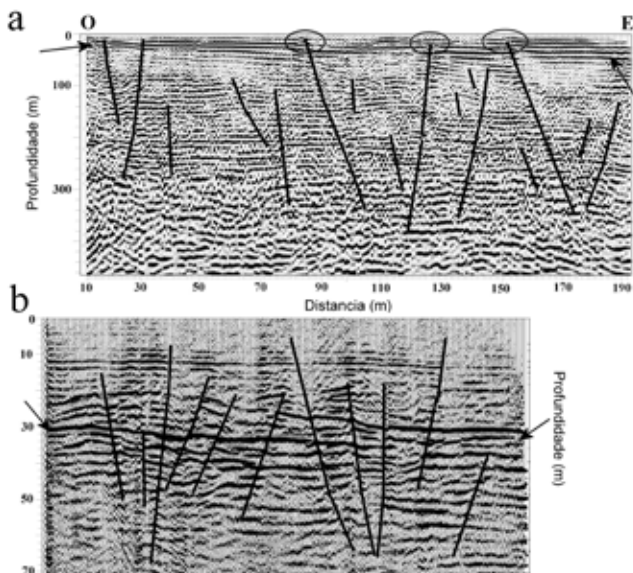


Fig. 2 – Secções sísmicas de ondas P (topo) e ondas S (base) realizadas sobre a falha de V. E. Xira, em Castanheira do Ribatejo, mostrando os vários segmentos e ramificações (linhas verticais a preto) que compõem aquela zona de falha. Os perfis são parcialmente sobrepostos, situando-se o perfil de ondas S cerca de 10 m a oeste. Elipses indicam os locais das trincheiras. Setas indicam base das aluviões.

Nestes locais aplicaram-se métodos elétricos, georradar e sísmica de reflexão com ondas S para verificar se os sedimentos mais recentes estão ou não deformados. A sísmica de reflexão possui uma resolução vertical que é dada aproximadamente pelo comprimento de onda sísmico dividido por quatro. O comprimento de onda sísmico é dado pelo quociente entre a velocidade de propagação sísmica e a frequência do sinal sísmico. Uma vez que a velocidade de propagação das ondas S em sedimentos não consolidados é bastante inferior à velocidade de propagação das ondas P, a sísmica de ondas S oferece uma resolução superior à da sísmica de ondas P. A secção de ondas S obtida (Figura 2.b) permite obter uma resolução vertical de cerca de 0,4 m, o que será suficiente para detetar uma falha cujo deslocamento vertical esperado é de cerca de 1 m a 1,5 m. A geoeletrica, embora de menor resolução, pretende corroborar a interpretação sísmica. O georradar apresenta resolução vertical ligeiramente superior à sísmica, mas a presença de material argiloso na região gera radargramas muito atenuados logo a partir das camadas mais superficiais, o que causa problemas na interpretação destes dados.

A interpretação conjunta dos dados sugeriu a presença de várias ramificações da falha pesquisada ao longo dos perfis. Como se disse atrás e se pode ver nas Figura 2.a e 2.b, os perfis de ondas P e ondas S, respetivamente, apresentam profundidades de deteção e resoluções significativamente diferentes. No perfil de ondas P, a profundidade de deteção é maior, permitindo visualizar ramificações ou segmentos da falha mais profundos, mas a sua resolução é limitada. Algumas ramificações da zona de falha que parecem atingir a superfície neste

perfil não são visíveis no local correspondente no perfil de ondas S, que apresenta profundidades de deteção menores, mas maior resolução. Outras ramificações da falha são claramente coincidentes nos dois perfis e algumas delas parecem afetar a interface (refletor sísmico) situada a 10 m de profundidade visível no perfil de ondas S. Note-se que num ambiente geológico deste tipo, constituído por sedimentos não consolidados e saturados em água que apresentam um comportamento dúctil (plástico), é pouco expectável a ocorrência de superfícies de rotura localizada, mas antes deformação distribuída.

Os resultados de georradar sugerem que essas ramificações da falha possam prolongar-se até a 2-3 m de profundidade, enquanto a sísmica de reflexão e a geoeletrica apontam para perturbações mais evidentes abaixo de 10 m de profundidade (Figura 2). A maior resolução do georradar e a indicação de que algumas ramificações da falha seriam mais superficiais levou a que se decidisse abrir trincheiras nestes locais, com o objectivo de comprovar as interpretações geofísicas.

Trincheiras e dados de ensaios geotécnicos

Foram abertas trincheiras com cerca de 3 m a 5 m de profundidade e 7 m a 10 m de comprimento em três zonas distintas do perfil realizado com ondas P, que se indica na Figura 2. Encontraram-se lodos de cor cinzenta escura, muito plásticos e homogéneos, que terão selado quaisquer roturas de falha que os tenham cortado e deslocado, eventualmente durante o terramoto de 1531 ou outro sismo anterior. A ausência de horizontes estratigráficos de referência detetáveis nas paredes das trincheiras também impediu o reconhecimento de eventuais rejeições verticais. Concluiu-se assim que o georradar não teve capacidade de penetrar abaixo do nível freático conduzindo a uma interpretação errónea. Por outro lado, os resultados da sísmica de reflexão com ondas S mostram uma composição homogénea até cerca de 10 m de profundidade, surgindo aqui uma variação nítida de propriedades também confirmada por ensaios geotécnicos realizados anteriormente no local. Essa interface encontra-se interrompida na secção sísmica em vários locais onde se notam também variações bruscas de velocidade e perturbações nos registos em bruto [7], sugerindo fortemente a presença de várias ramificações da falha afetando as aluviões quaternárias [4].



Fig. 3 – Imagem de uma das trincheiras abertas sobre a Falha de Vila Franca de Xira.

Conclusões

Quando as taxas de deslocamento nas falhas ativas são relativamente baixas e a expressão superficial dessas falhas é obliterada pelos processos morfogénicos superficiais (erosão/sedimentação), conduzindo a uma topografia plana e não propícia à ocorrência de afloramentos geológicos, os métodos de prospeção geofísicos são uma alternativa eficaz para a localização e caracterização dessas falhas ativas ocultas. Como se referiu, a caracterização das falhas geológicas ativas, enquanto fontes sismogénicas, é importante para uma avaliação adequada da perigosidade e risco sísmico regional.

Neste trabalho, procedeu-se a um estudo geofísico da falha de V. F. de Xira na proximidade de Castanheira do Ribatejo. Embora as trincheiras para pesquisa geológica não tenham provado que aquela zona de falha afeta os sedimentos mais superficiais do Holocénico, os resultados geofísicos sugerem fortemente que a falha está ativa, corroborando a proposta de ser muito provavelmente a fonte do sismo de 1531, que causou cerca de mil vítimas.

Referências

1. J. Cabral, C. Moniz, P. Ribeiro, P. Terrinha, e L. Matias, "Analysis of seismic reflection data as a tool for the seismotectonic assessment of a low activity intraplate basin — The Lower Tagus Valley (Portugal)", *Journal of Seismology* 7, 431–447 (2003).
2. J. Carvalho, J., Cabral, R. Gonçalves, L. Torres, e L. Mendes-Victor, "Geophysical Methods Applied to Fault Characterization and Earthquake Potential Assessment in the Lower Tagus Valley, Portugal", *Tectonophysics* 418, 277-297 (2006).
3. D. L. Wells e K. J. Coppersmith, "New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement", *Bulletin of the Seismological Society of America* 84(4), 974-1002 (1994).
4. R. Ghose, J. Carvalho, e A. Loureiro, "Signature of fault deformation in near-surface soil visible in shear seismic reflections", *Geophysical Research Letters* 40, 1074-1078 (2013).
5. J. L. Justo e C. Salwa, "The 1531 Lisbon earthquake", *Bulletin of the Seismological Society of America* 88, 319-328 (1998).
6. M. A. Baptista, J. M. Miranda, e J. Batlló, "The 1531 Lisbon earthquake: a tsunami in the Tagus Estuary?", *Bulletin of the Seismological Society of America* 104(5), 2149-2161 (2014).
7. J. Carvalho, R. Ghose, D. Alves, e J. Leote, "Earthquake faulting-related deformation in soil evidenced in S-wave shallow reflection data: field results from Portugal", *Geophysics* 81 (5), IM97-IM108 (2016).



João Carvalho possui os graus de Mestre em Ciências Geofísicas e o Doutoramento em Física, ambos na Especialidade de Geofísica Interna pela Universidade de Lisboa. Desde 2013, é Investigador Auxiliar no LNEG, onde tem efetuado o desenvolvimento e aplicação de métodos sísmicos a problemas de Recursos Naturais, Geotecnia, Hidrogeologia, Geotermia e Neotectónica, entre outros. Participou em mais de 30 projetos de investigação científica. Orientou e foi júri de diversas teses de mestrado, doutoramento e pós-doutoramentos, tendo publicado mais de 25 artigos em jornais internacionais e mais de 100 comunicações orais e escritas em encontros científicos nacionais e internacionais.



Daniela Alves é licenciada em Meteorologia, Oceanografia e Geofísica e mestre em Ciências Geofísicas pela FCUL. Em 2011, colaborou pela primeira vez com o LNEG na área da Interferometria Sísmica e Métodos Sísmicos, desde 2013, no projeto *ATESTA – Active Tectonics and Earthquake Scenarios for the Lower Tagus Valley*.

Atualmente, encontra-se contratada pelo projeto PLANAGEO, financiado pelo Governo de Angola e no qual participam o LNEG, IGME e Impulso trabalhando com métodos potenciais e radiométricos.



José Borges é licenciado e mestre pela FCUL e doutorado em Física pela Univ. Évora, e professor no Dep. Física desta última universidade e investigador no Instituto de Ciências da Terra (ICT - Polo de Évora). Integra equipas de investigação em diversos projetos nacionais e internacionais em áreas como a Sismologia, Perigosidade sísmica, Fonte Sísmica, e Arqueometria, tendo vindo a dedicar especial atenção nos últimos anos à predição de movimentos sísmicos intensos na região do Vale Inferior do Tejo.

Atualmente, encontra-se contratada pelo projeto PLANAGEO, financiado pelo Governo de Angola e no qual participam o LNEG, IGME e Impulso trabalhando com métodos potenciais e radiométricos.



Bento Caldeira nasceu em 1960, licenciado e pós-graduado em Física pela Fac. Ciências e Tecnologia da Univ. Coimbra; Mestre e Doutoramento em Física pela Univ. Évora, é professor no Dep. Física da Univ. Évora e investigador no ICT – polo de Évora. Integra vários projetos de investigação nacionais e internacionais

na área da Geofísica Interna (sismologia, risco sísmico e aplicação de métodos geofísicos à arqueologia). Em complemento à atividade no ensino superior e na investigação desenvolve trabalho com professores e estudantes de Física do Ensino Secundário.



João Manuel Lopes Cardoso Cabral é Geólogo, Professor Associado com Agregação do Dep. Geologia da FCUL. Foi investigador coordenador do Laboratório de Tectonofísica e Tectónica

Experimental - LATTEX desta Faculdade,

sendo presentemente investigador do Laboratório Associado Instituto D. Luiz. Tem desenvolvido investigação nos domínios da Neotectónica e Sismotectónica desde 1980, primeiro no Gabinete de Proteção e Segurança Nuclear, e depois no âmbito da sua atividade de docente da FCUL. Participou nos Estudos de Seleção de Sítios para Centrais Nucleares no território continental português e no subsequente projeto de elaboração de uma Carta Neotectónica de Portugal Continental. O principal interesse de investigação atual consiste no desenvolvimento de uma base de dados de falhas ativas do território português integrado no contexto geológico da Península Ibérica, em plataforma SIG, com ênfase na quantificação da atividade tectónica recente e aquisição de informação paleossismológica como suportes para avaliação da perigosidade sísmica regional. É autor ou co-autor de numerosas publicações científicas nacionais e internacionais sobre estas temáticas.



Ruben Pereira Dias

Coordenador da Unidade de Geologia, Hidrogeologia e Geologia Costeira, Doutoramento em Geodinâmica Interna pela FCUL, desempenha funções como Investigador Auxiliar no LNEG, no âmbito da Cartografia

Geológica do Cenozoico, Neotectónica e Sismotectónica com a identificação e caracterização de estruturas tectónicas ativas em diversas regiões de Portugal continental. É responsável pelo Projeto de Investigação da Infraestrutura Geológica e da Base de Recursos Geológicos - Programa de Cartografia Geológica de Portugal. Tem participado na elaboração de numerosas cartas geológicas, na escala 1/50 000, 1/200 000 e 1/1000000. Participou ainda diversos projetos de investigação científica como coordenador e/ou colaborador na área da cartografia geológica, perigosidade geológica e no património geológico. É co-autor de diversos trabalhos científicos publicados em capítulos de livro, revistas, congressos nacionais e/ou internacionais.



João Casacão é licenciado em Geologia e mestre com especialização em Geociências de Petróleo pela FCUL. Colaborou no projeto ATESTA em 2013 pelo Centro de Geofísica de Évora na integração de métodos geofísicos aplicados à

deteção de falhas. Desde então, tem desenvolvido investigação no âmbito de análise e modelação de bacias sedimentares e sistemas petrolíferos, contribuindo para a avaliação de potencial petrolífero. Tem apresentado comunicações científicas em congressos da especialidade, e é palestrante convidado na pós-graduação de Geociências de Petróleo da FCUL e no Mestrado de Eng.^a de Reservatórios do IST. Atualmente integra a equipa de Exploração da Galp Energia.



Rui Jorge Oliveira

nasceu em Águeda em 1985. Licenciado e mestre em Engenharia Geológica pela Univ. Aveiro, atualmente é membro colaborador do ICT – polo de Évora, enquanto aluno de doutoramento em Ciências da

Terra e do Espaço. A investigação que desenvolve está centrada no estudo de metodologias eficazes de prospeção geofísica em ambiente arqueológico e no estudo de técnicas de modelação e inversão de dados geofísicos. Desde 2013, tem participado como bolseiro em diversos projetos de investigação na área da Geofísica Aplicada.



Jaime Manuel dos Santos Leote do Rego

é Assistente Técnico no LNEG. Possui frequência da Licenciatura em Geologia e participou nos seguintes projetos: NEFITAG; SCENE; ATESTA; SISMOD / LISMOT; SismoTecto; ERSTA;

SHELT; CAPSA; AMBINISA; E-Geo; SONDMIO; Geomist; Carta Radiométrica Nacional. Coautor de cerca de 9 jornais e revistas internacionais com revisão científica, e coautor de capítulo de um livro.

Prospecção geofísica pelo método da resistividade elétrica

Rogério Mota

Núcleo de Geologia de Engenharia e do Ambiente, Dep. Geotecnia, Laboratório Nacional de Engenharia Civil, Av. do Brasil, 101, 1700-066 Lisboa

rmota@lnec.pt

Resumo

Os métodos de prospecção geofísica, pela sua natureza não invasiva, têm tido uma utilização crescente na investigação do subsolo, especialmente nas áreas da geotecnia, do ambiente e da arqueologia. O artigo que se apresenta aborda um dos métodos mais utilizados: o método da resistividade elétrica. A partir de uma sumária introdução teórica, apresentam-se casos de aplicação a diferentes objetivos de investigação.

Introdução

O solo, os seus constituintes e as rochas têm diferentes capacidades de condução da corrente elétrica, base do método geofísico da resistividade elétrica. Trata-se de um método não invasivo de investigação do subsolo, que permite conhecer, a partir da superfície do terreno, as suas características geoelétricas. Este método consiste, basicamente, na injeção de corrente elétrica entre dois pontos (elétrodos A e B, na Figura 1 – dipolo de injeção), medindo-se, por meio de dois outros elétrodos (M e N – dipolo de potencial), a diferença de potencial elétrico gerado no terreno.

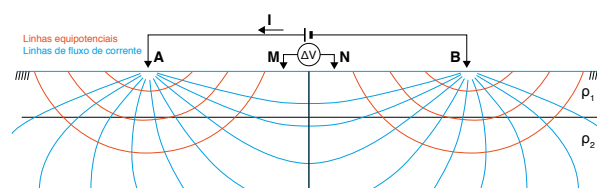


Fig. 1 – Dispositivo tetraeletródico na superfície de um meio estratificado horizontalmente. ρ_1 e ρ_2 : resistividade elétrica das duas camadas.

Dispositivos de medição da resistividade elétrica

A posição relativa entre os dipolos dá origem a diversos dispositivos e à sua correspondente designação, e tem por fim procurar cumprir com os objetivos propostos com o programa de prospecção:

- se o centro do dipolo de potencial coincide com o centro do dipolo de injeção, temos uma investigação 1D na vertical desse ponto, adequada para estudo de estruturas do tipo aluvionar, e estamos perante as denominadas sondagens elétricas verticais (SEV) (de Schlumberger,

O que influencia o maior ou o menor valor da resistividade elétrica

A resistividade elétrica constitui uma medida da resistência que um material impõe à passagem da corrente elétrica. Esta é favorecida principalmente pela presença de água nos vazios do solo ou da rocha, e pelos sais nela dissolvidos, pelo que a resistividade depende não só da porosidade do material que compõe o terreno (matriz sólida), como também do seu teor em água e da sua concentração iónica, pelo que, quanto maior for o teor em água ou a presença de material condutor, como, por exemplo, grafite ou pirite, menor é a resistividade. Outro fator que influencia a transmissão da corrente elétrica é a presença de argila, não só pela sua composição química, como também em função do seu estado de saturação (ver Tabela 1). Uma matriz sólida, como, por exemplo, um maciço granítico, pode assim ter um valor maior ou menor de resistividade elétrica, em função da presença de argila ou de um material condutor sólido e do seu teor em água, que pode variar ao longo do tempo, conduzindo a uma variação da resistividade ao longo do tempo.

se os dipolos têm diferentes dimensões, ou de Wenner, se os dipolos têm sempre a mesma dimensão – Figura 2.a);

- a conjugação de sucessivas SEV ao longo de um alinhamento permite realizar uma investigação 2D na vertical do perfil formado pelos elétrodos, ou cartas de resistividade a diferentes profundidades, se as leituras forem realizadas segundo uma malha disposta entre o dipolo de injeção (dispositivo retangular – Figura 2.b);
- no caso em que a dimensão dos dipolos de injeção e de potencial é bastante inferior à distância entre eles, a investigação é igualmente 2D ao longo do alinhamento, mas a sensibilidade destes dispositivos à variação lateral (entre dipolos) da resistividade é muito mais elevada, pelo que são adequados para deteção de estruturas como, por exemplo, zonas de fratura e intrusões (dispositivo dipolo-dipolo, por exemplo – Figura 2.c).

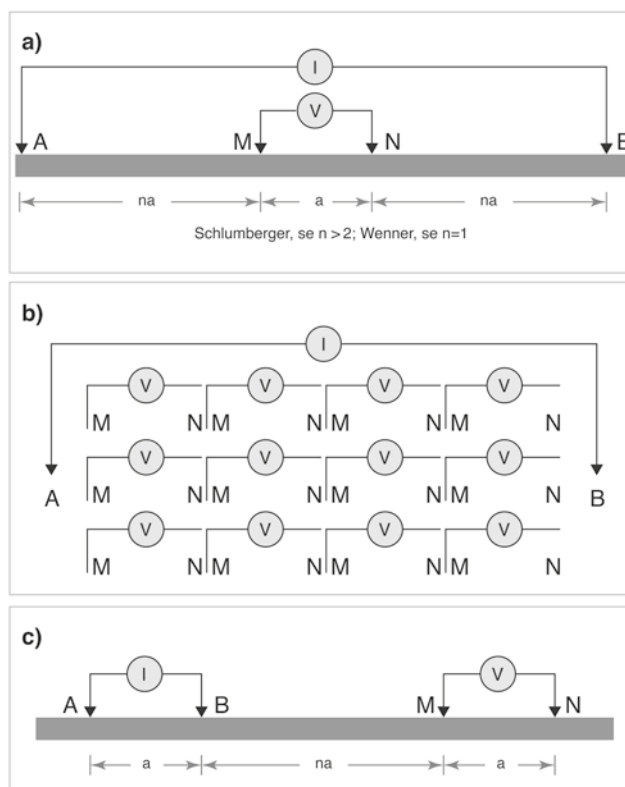


Fig. 2 – Exemplos de dispositivos de medição da resistividade elétrica: a) Schlumberger e Wenner; b) Retangular; c) Dipolo-dipolo ((a) e (c) adaptados de [2]).

Atualmente, devido ao grande desenvolvimento dos equipamentos de prospeção e dos programas informáticos de processamento dos dados recolhidos, este método é mais utilizado sob a forma de perfis de resistividade elétrica. Nestes, utiliza-se, geralmente, o dispositivo do tipo dipolo-dipolo, o qual, basicamente, consiste em proceder a um primeiro conjunto de leituras (até 10) com base na injeção no primeiro dipolo, após o que o dipolo de injeção avança para a posição seguinte no perfil, repetindo-se o processo de leituras, e assim sucessivamente até ao fim do perfil (Figura 3). Os valores de resistividade elétrica aparente assim obtidos são representados sob a forma de pseudo-seções. O processamento destes dados, com recurso a programas informáticos, resulta em tomografias de resistividade elétrica, i.e., imagens 2D do terreno em profundidade, em termos da sua resistividade elétrica.

As variações mais significativas do campo elétrico podem corresponder a heterogeneidades litológicas ou a anomalias de resistividade dos materiais (Tabela 1). A distribuição de potenciais depende do contraste de resistividade entre as estruturas subsuperficiais e o meio envolvente, dependendo ainda, a sua deteção, da sua posição relativa face ao dispositivo utilizado. Para além destas condições, existe ainda a questão da profundidade a que se encontra e a sua dimensão, uma vez que, se o objeto/alvo estiver muito profundo, é necessário aumentar muito a distância dipolar, o que vai diminuir a resolução do modelo final, pois a pseudo-seção é produzida sempre com os mesmos pontos. Na Tabela 2 constam valores da resistividade elétrica obtidos em diferentes contextos geoambientais em Portugal.

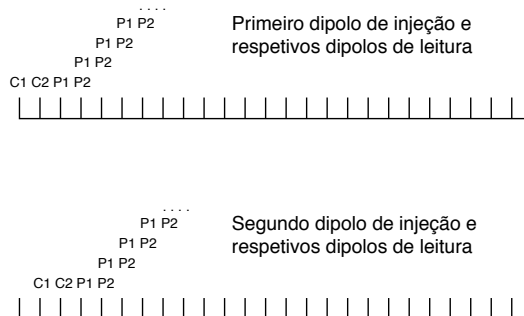
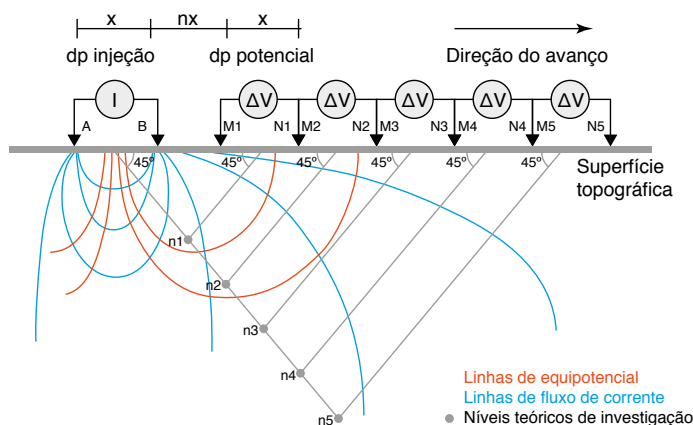


Fig. 3 – Esquema da sequência de injeções de corrente (A e B, ou C1 e C2) e de leitura de potenciais (M1, N1, ..., ou P1 e P2) do dispositivo dipolo-dipolo, e correspondentes posições teóricas em profundidade, utilizadas para a representação 2D dos dados, a partir da movimentação do dispositivo ao longo do alinhamento materializado no terreno por uma série de elétrodos (esquema da direita).

Tabela 1 – Gamas de valores para a resistividade elétrica de elementos naturais mais comuns (adaptado de [1-3]).

Material	Resistividade, $\rho / (\Omega.m)$	Material	Resistividade, $\rho / (\Omega.m)$	Material	Resistividade $\rho / (\Omega.m)$
Água do mar	0,2 – 1	Granito	300 - 1 x 10 ⁶	Arenitos	1 – 7,4 x 10 ⁸
Água	2 - 100	Granito alterado	30 - 500	Calcário	100 – 2,5 x 10 ⁸
Alumínio	2,8 x 10 ⁻⁸	Basalto	10 - 1,3 x 10 ⁷	Argilas	1 - 100
Cobre	1,7 x 10 ⁻⁸	Xistos (calcário e mica)	20 - 10 000	Aluvião e areias	10 - 800
Prata	1,6 x 10 ⁻⁸	Xistos (grafite)	10 - 100	Solo (40 % argila)	8
Aço	15-90 x 10 ⁻⁸	Mármore	100 – 2,5 x 10 ⁸	Solo (20 % argila)	33
Pirite	3,0 x 10 ⁻⁵ – 1,5			Argila (seca)	50 - 150

Tabela 2 - Valores de resistividade elétrica obtidos em diferentes contextos ambientais (em Portugal).

Alvo	Meio geológico	Resistividade, $\rho / (\Omega.m)$		Razão
		Alvo	Meio encaixante	
Hidrocarbonetos	Bacia sedimentar	2	128	1:64
	Granito	75	1600	1:21
Lixiviado	Calcário	20	320	1:16
	Granito	300	12 800	1:43
	Calcário	3	100	1:30
	Resíduos domésticos A	4	40	1:10
	Resíduos domésticos B	2	20	1:10
Granito alterado por lixiviado	Granito	600	12 800	1:21
Resíduos industriais	Granito alterado	5	640	1:128

(1) – Resíduos domésticos A e B correspondem a dois locais diferentes.

Exemplos de aplicação

Apresentam-se na Figura 4 alguns exemplos de aplicação do método da resistividade elétrica. Os valores da resis-

tividade são crescentes da cor azul para a cor vermelha.

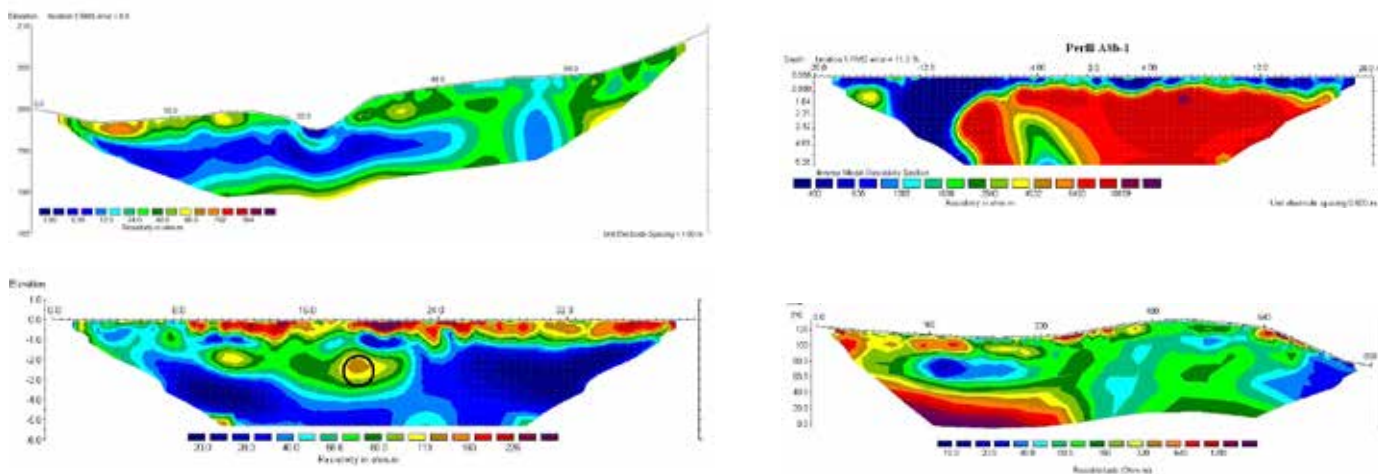


Figura 4 – Topo: (esq.) Perfil realizado a cruzar uma charca de lixiviado (zona de baixa resistividade); (dta.) Perfil executado num maciço calcário (a baixa resistividade corresponde a Terra Rossa). Baixo: (esq.) Perfil instalado transversalmente a uma conduta de águas pluviais (círculo preto). (dta.) Perfil realizado a Norte de uma lixeira encerrada, a partir da qual saía lixiviado próximo da coordenada 180, que se infiltrava no terreno (zona de baixa resistividade).

Referências

1. Univ. Berkeley, "The Berkeley course in applied geophysics". (<http://appliedgeophysics.berkeley.edu/dc/index.html>), consultada em 26-10-2005 (2004)
2. R. E. Sheriff, *Encyclopedic dictionary of exploration geophysics*, 3ª edição, Society of Exploration Geophysics (SEG) (1990)
3. J.M. Reynolds, *An introduction to applied and environmental geophysics*, John Wiley & Sons, Ltd. (1997)

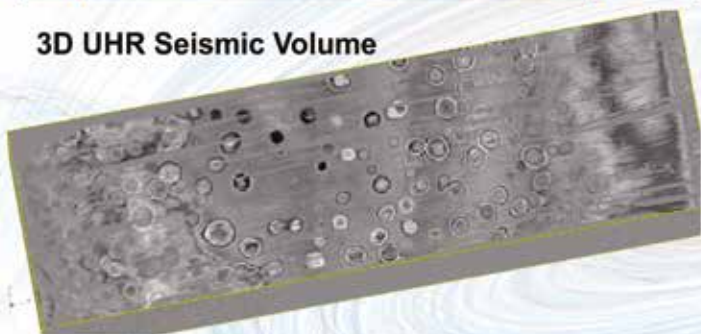


Rogério Mota é Investigador Auxiliar no Departamento de Geotecnia do Laboratório Nacional de Engenharia Civil. Licenciado em Ciências Geofísicas – ramo de Geofísica Interna, Mestre em Ciências Geofísicas – Especialização em Geofísica Interna, e Doutor em Física – Especialização em Geofísica Interna, sempre pela Universidade de

Lisboa. Tem-se dedicado especialmente à aplicação do método da resistividade elétrica a problemas geotécnicos e ambientais, à aplicação de métodos sísmicos em geotecnia (método da refração sísmica e ensaios sísmicos entre furos, para a caracterização dinâmica de terrenos e para o estudo da evolução do tratamento das fundações de barragens). Procede ainda ao controlo de vibrações induzidas nas estruturas edificadas, por desmontes de rocha com recurso a explosivos, e ao controlo da qualidade de estacas de betão das fundações de edifícios e pontes.



3D UHR Seismic Volume



Delivering excellence in 2D and 3D UHRS consultancy services.

Geosurveys / GMSS provide Expert Consultancy for all pre-execution stages of 2D and 3D UHR Seismic marine surveys.: Survey Requirements, Scope of Work specifications, Tendering, Survey Planning / Design and Training in UHRS.



Dual Source & Triple Source Sparker Systems



Ultra High Resolution Seismic Surveys

....designed to solve your problems

A multidisciplinary approach of Electronic and Software Engineers, Geophysicists and Geologists with a vast experience in the design and planning of 2D and 3D UHRS marine surveys, provides to our clients with the best data for value. Our solutions have been successfully implemented in a large variety of complex and challenging scenarios, from very shallow waters (2-6 m water depth) to deep water (up to 3000 m abyssal depths), very steep slopes of canyon margins & headwalls, delta fronts, reefs, etc., as well as the ever challenging glacial deposits of the North Sea.



Geosurveys - Aveiro - Portugal - www.geosurveys.pt - inform@geosurveys.pt - +351 234 482 058

Da deriva dos polos magnéticos até alterações climáticas

Maria Rosa Duque

Dep. Física, Escola de Ciências e Tecnologia, Universidade de Évora, Rua Romão Ramalho 59, 7000-671 Évora

mrard@uevora.pt

Resumo

No presente trabalho, mostra-se como estudos relativos a diferentes propriedades físicas da Terra conduziram a resultados que, devidamente interpretados e relacionados, permitiram obter informações sobre fenómenos que, tradicionalmente, são estudados em disciplinas diferentes. Concretamente, a relação feita refere-se à deriva dos polos magnéticos, análise de alterações de anomalias gravíticas, deslocação do centro de massa e do eixo de rotação da Terra, possíveis alterações climáticas e variações do nível do mar em algumas regiões do planeta. Estes resultados vêm mostrar que, apesar dos níveis elevados de especialização, é imprescindível fazer a ligação entre resultados obtidos por diversos métodos e propriedades estudadas.

Introdução

Foi William Gilbert que no seu livro *De Magnete* (1600) considerou, pela primeira vez, que a Terra se comporta como um íman gigante permanente, com polos magnéticos próximos dos polos geográficos. Gellibrand (1635) mostrou, através de observações, que o campo magnético da Terra não se tem mantido constante, apresentando alterações em todas as componentes medidas ao longo do tempo, e Halley publicou, entre 1698 e 1700, os primeiros mapas magnéticos. Atendendo ao facto referido, viria a ser criada, a nível mundial, uma rede de observatórios magnéticos permanentes, que registam os dados relativos ao campo magnético. Carl Friedrich Gauss fundou o primeiro observatório magnético em Gottingen (Alemanha), em 1832.

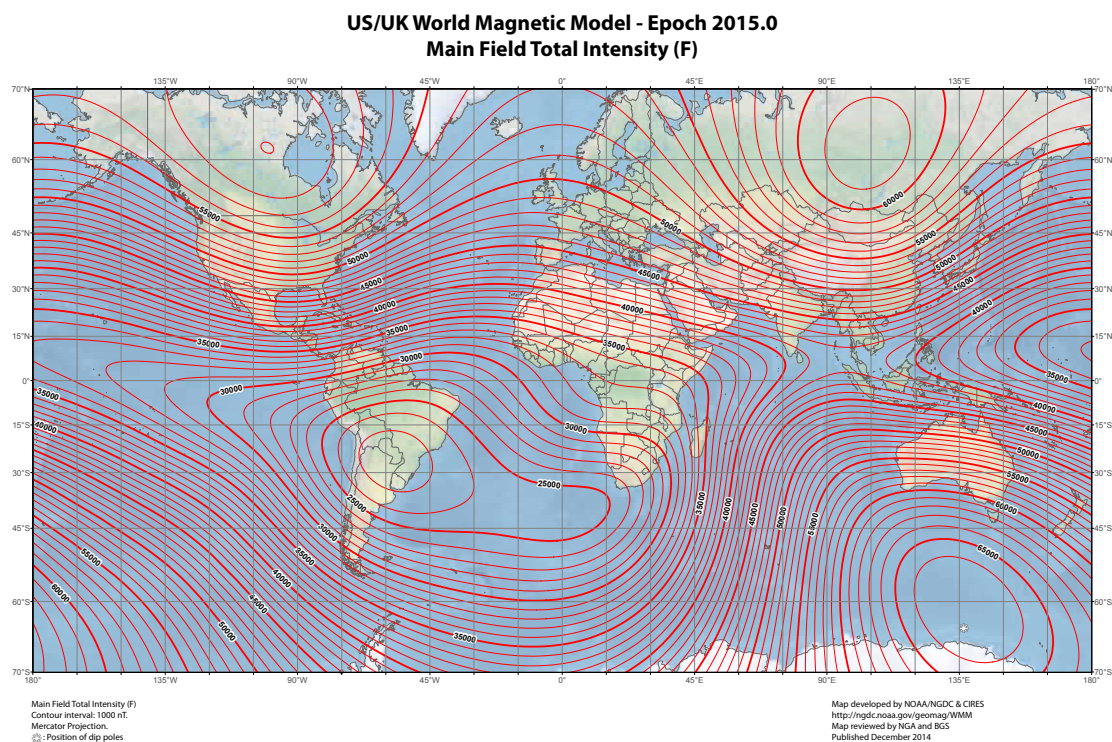


Fig. 1 - Mapa da intensidade do campo magnético da Terra relativo a 2015. (NOAA/NGDC & CIRES)

O Observatório Geomagnético Português, localizado em Coimbra, iniciou a sua atividade em 1866, possuindo atualmente séries de dados correspondentes a medições realizadas ao longo de 150 anos. Atualmente os modelos geomagnéticos e os mapas mundiais correspondentes aos vários parâmetros que caracterizam o campo magnético da Terra são atualizados de cinco em cinco anos, tendo sido realizada a última atualização em 2015.

O campo magnético da Terra

A Figura 1 mostra o mapa da intensidade do campo magnético da Terra relativo a 2015, feito por instituições dos Estados Unidos da América e do Reino Unido [1].

Analisando o mapa referido, verificamos que a intensidade do campo não é uniforme. Na realidade, as linhas de campo são aproximadamente idênticas às originadas por uma barra magnética tendo numa extremidade o polo norte e na outra extremidade o polo sul. O campo magnético da Terra corresponde, em cerca de 90 %, ao campo magnético gerado por um dipolo magnético localizado no centro da Terra e tendo uma inclinação de cerca de $11,5^\circ$ em relação ao seu eixo de rotação. A variação de um campo deste tipo pode ser definida através da variação do momento do dipolo magnético e da localização dos polos magnéticos. A Figura 2 mostra os valores do momento do dipolo geomagnético obtidos num intervalo de 180 anos [2].

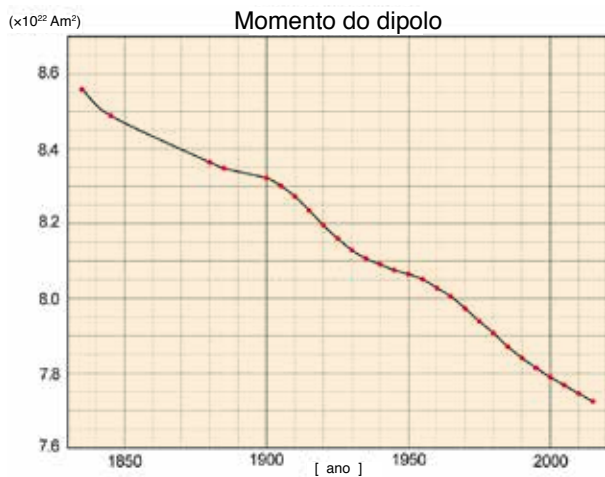


Fig. 2 – Variação do momento do dipolo magnético num intervalo de 180 anos. (wdc.kugi.kyoto)

Como podemos ver, os valores têm vindo a diminuir, facto que traduz uma diminuição da intensidade do campo.

A alteração da posição dos polos magnéticos ao longo dos anos, geralmente designada por “deriva dos polos magnéticos”, tem suscitado a atenção de

muitos cientistas. James Ross localizou o Polo Norte, pela primeira vez, em 1831, depois de uma viagem desgastante durante a qual o seu navio ficou preso no gelo durante quatro anos. Em 1904, Roald Amundsen encontrou o poste indicando o local registado em 1831, tendo verificado que o polo se havia movido, pelo menos uns 50 km, desde a medição de Ross. A trajetória traçada para os polos não possui simetria e a sua velocidade tem sofrido alterações ao longo dos anos [2]

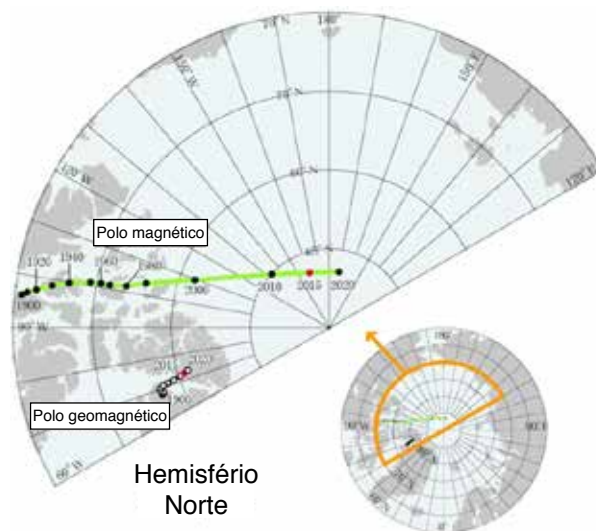


Fig. 3 – Variação da posição do polo magnético Norte nos últimos anos. (wdc.kugi.kyoto)

Desde o ano 2000 até 2015, a direção da deriva dos polos sofreu alteração súbita, tendo-se verificado um aumento da velocidade da deriva. A partir de 2013 verificou-se nova alteração na direção da deriva. Esta alteração, não prevista, do movimento do polo trouxe algumas preocupações (no início do século XXI o Polo Norte magnético parecia estar a mover-se em direção à cidade de Londres) tendo atraído a atenção de especialistas de outras áreas do conhecimento.

Anomalias gravíticas

Chama-se anomalia gravítica à diferença entre o valor da aceleração da gravidade, observada / medida num dado local, e o valor teórico da aceleração da gravidade obtido com um modelo (valor de referência). As anomalias gravíticas aparecem devido à existência de materiais com densidades (massas volúmicas) diferentes. Anomalias positivas indicam corpos com excesso de massa (densidade elevada), em relação ao modelo.

A missão GRACE (*Gravity Recovery and Climate Experiment*), tendo como objetivo estudar as variações de massa associadas a fusão e/ou movimentação de gelos nas latitudes mais elevadas do nosso planeta, com base no estudo de variações de anomalias gravíticas detetadas através de satélites, permitiu a obtenção de dados relativos a alterações de massa, em regiões relativamente extensas da superfície terrestre, incluindo locais onde não se verifica fusão de gelos. Esta alteração fez com que a localização

do centro de massa da Terra sofresse alteração e, conseqüentemente, a localização do eixo de rotação da Terra também sofreu alteração.

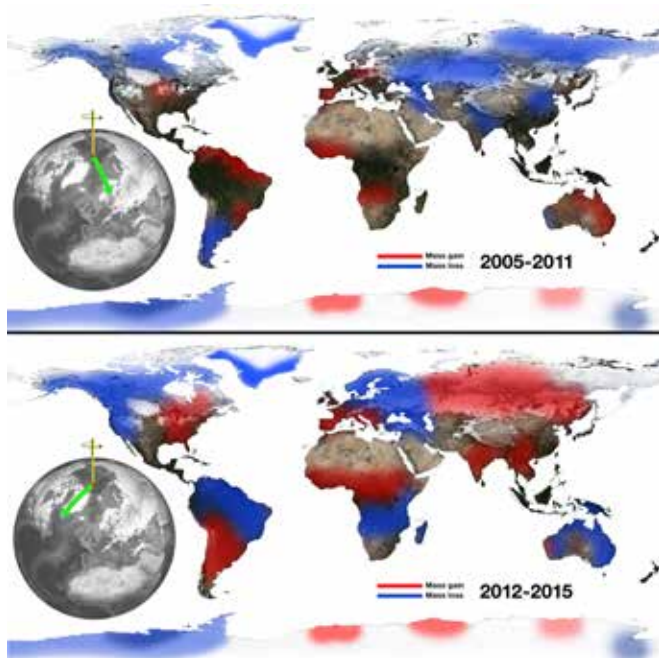


Fig. 4 – Relação entre variações de massa e inclinação do eixo de rotação da Terra. À esquerda está representada a direção e sentido do movimento do polo Norte magnético no período mencionado. (NASA/JPL-Caltech)

A Figura 4 mostra os resultados obtidos pela equipa do JPL (Jet Propulsion Laboratory, California Institute of Technology) relativamente a variações de massa perto da superfície do planeta, obtidas com os dados referidos (missão GRACE). Podemos verificar que, para além de haver alterações em regiões como a Sibéria, o Norte do Canadá e a Antártida (associadas a fusão de gelo), se verificam também alterações importantes na América do Sul, algumas regiões de África (aumento significativo em regiões próximas do equador e diminuição significativa na parte Este do continente) e na Austrália. Na Península Ibérica o estudo mostra um aumento de massa durante todo o período em estudo.

Relação com alteração do clima

As alterações na distribuição de massa perto da superfície do planeta podem ser originadas por processos naturais ou por atividade humana. A equipa referida anteriormente considerou que as alterações de massa se devem exclusivamente a alteração do conteúdo de água (provocado por processos naturais e/ou por atividade humana). A relação entre a inclinação do eixo da Terra e variações climáticas é um facto conhecido [3]. Trabalhos posteriores ao referido [4,5] incluem modelos estudando os efeitos (incluindo alterações de clima e variações do nível do mar) provocados pela deriva dos polos magnéticos.

Conclusões

Este trabalho vem-nos mostrar a importância de analisar dados obtidos por métodos diferentes, de modo a podermos estudar fenómenos importantes para todos, tradicio-

nalmente estudados por especialistas de outras áreas. A concretizar-se o resultado apresentado, será possível, no futuro, obter informações sobre variações de clima no passado, através do estudo e análise da deriva dos polos magnéticos. Um outro parâmetro relacionado com este fenómeno será a alteração da espessura e do nível da superfície da água oceânica em algumas regiões do planeta, bem como os intervalos de tempo em que elas ocorreram.

Referências

1. NOAA, “The World Magnetic Model” (<https://www.ngdc.noaa.gov/geomag/WMM>)
2. K. Kyoto, “Magnetic North, geomagnetic and Magnetic Poles”. <http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/poles/polesexp.html>
3. R. Naime, “Mudanças nos eixos terrestres e clima”. <https://www.ecodebate.com.br/2016/03/09>
4. S. Adhikari e E. R. Ivins, “Climate-driven polar motion: 2013-2015”, *Science Advances* 12(4), e1501693 (2016).
5. S. Adhikari, E. R. Ivins e E. Larour, “ISSM-SESAW v1.0: mesh-based computation of gravitationally consistente sea-level and geodetic signatures caused by cryosphere and climate driven mass change”, *Geosci. Model Dev.* 9, 1087-1109 (2016).



Maria Rosa Alves

Duque é licenciada em Física pela FCUL, tendo feito o seu doutoramento em Física/Geofísica na Univ. Évora. Pertence ao corpo docente do Dep.

Física da Univ. Évora, tendo tido, no passado, papel ativo na formação de professores de Física e Química. Com o encerramento do curso referido, continuou o trabalho desenvolvido desde o início da sua atividade com alunos de cursos que não tinham a Física como disciplina nuclear. Paralelamente tem lecionado disciplinas diretamente relacionadas com a sua área de especialização (Física da Terra, Geotermia, etc.). Faz parte do grupo que iniciou, em Portugal, os trabalhos relativos à determinação do fluxo de calor de origem geotérmica. Para além de trabalhar em assuntos relacionados com o tema referido, interessa-se por temas como energia geotérmica, energias renováveis (problemas associados) e questões relacionadas com o ensino.

Localizar epicentros à mesa

Luis Matias

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

lmatias@fc.ul.pt

Resumo

A Sismologia é um domínio das Ciências da Terra que se presta de forma natural à multidisciplinaridade. A localização de epicentros é um tema abordado na Geologia. Para esse efeito, são usadas ondas e é necessário conhecer a sua velocidade de propagação nos meios materiais, temas estudados em Física. Nos oceanos onde vivem mamíferos marinhos, muitos deles em perigo ou mesmo em vias de extinção, são usados métodos acústicos passivos para a sua monitorização, uma atividade da Biologia. Neste artigo, apresentamos um dispositivo experimental simples, que pode ser realizado em laboratório, para estudar a localização de fontes sonoras. Ele replica um procedimento que é usado em Biologia Marinha, sendo a localização da fonte obtida pela interseção de hipérbolas que podem ser desenhadas com recurso a uma régua e um cordel.

Introdução

Um sismo ocorre quando há uma rotura brusca numa falha sujeita a tensão. O foco sísmico é o ponto onde a rotura se inicia e o epicentro é a projeção desse ponto à superfície. A localização do epicentro (e foco) dum sismo é feita usualmente recorrendo às ondas de volume que são geradas durante a rotura. Em meios sólidos, geram-se ondas P (longitudinais) e ondas S (transversais). Conhecendo-se a velocidade de propagação das ondas P e S no meio atravessado (as curvas tempo-distância), é possível converter a diferença dos tempos de chegada das duas ondas a um sensor (o sismómetro) numa distância epicentral. Conhecendo a distância, podemos traçar uma circunferência em torno do sensor que assinala as localizações possíveis para o epicentro. Se tivermos mais duas estações nas quais possamos fazer a mesma operação e que estejam distri-

buídas de forma a rodear o epicentro, então podemos traçar mais duas circunferências à superfície do globo, estando o epicentro no ponto de interseção (aproximado) das três circunferências (Figura 1). Este raciocínio é válido quando o foco é superficial. No caso de o foco ser profundo, teremos de escolher por tentativa e erro o conjunto de curvas tempo-distância que melhor se ajustam aos dados. Este procedimento é feito rotineiramente em todos os observatórios sismológicos do planeta, recorrendo a programas de cálculo automático. No entanto, o procedimento gráfico, pela sua simplicidade, é utilizado habitualmente para ilustrar o processo de cálculo do epicentro de um sismo.

Existem inúmeras referências na Internet que apresentam procedimentos para a localização de epicentros usando sismogramas reais e o método das circunferências [1]. No entanto, deve-se assinalar que a solução gráfica para a localização dum epicentro numa representação plana da Terra (mapa) apenas é válida para pequenas distâncias, tipicamente inferiores a 500 km.

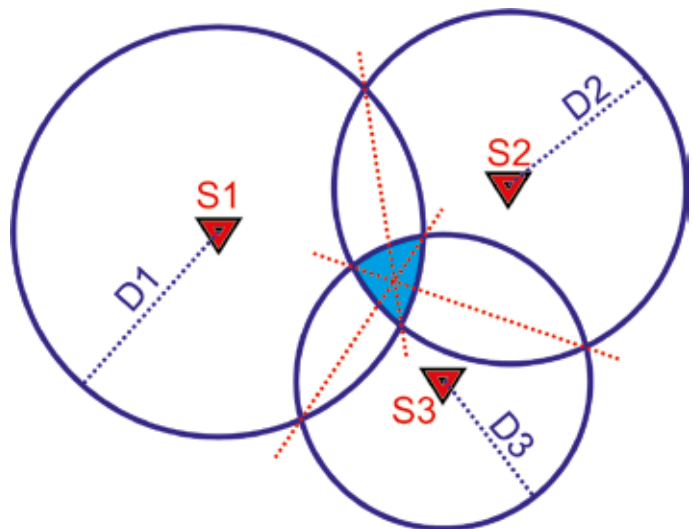


Fig. 1 – Localização do epicentro dum sismo pelo método convencional.

Gerar um sismo numa mesa é muito simples, basta dar uma pancada com um martelo. Uma mesa também oferece outra simplificação, pois não nos temos de preocupar com a profundidade do foco e reduzimos o problema a duas dimensões apenas. No entanto, uma pancada apenas gera ondas P diretamente e, por isso, não podemos usar no laboratório escolar o método convencional das circunferências descrito anteriormente. Existem alguns procedimentos propostos para a localização de pancadas numa mesa ou no chão que são ou demasiado simples e irrealistas [2] ou demasiado complexos e de difícil execução [3].

Neste artigo, começaremos por apresentar uma situação em que é importante a localização de fontes sonoras em meios fluidos onde não se propagam ondas S. De seguida, apresentamos o método que permite a localização de fontes nesse tipo de meios. Veremos que a solução envolve o traçado de hipérbolas. As hipérbolas podem ser traçadas manualmente, com recurso a uma régua e um fio. No final, apresentamos um exemplo prático do procedimento experimental indicado.

Monitorização acústica passiva de cetáceos

Os cetáceos (baleias, golfinhos e toninhas) são mamíferos marinhos que, apesar de respirarem ar, se adaptaram a

viver de forma permanente nos mares e oceanos. Muitos deles são hoje considerados como espécies em perigo ou mesmo em vias de extinção. É por isso fundamental o seu estudo que, para além do estrito interesse científico, deve dar um contributo para as políticas de conservação e proteção.

Os cetáceos são habitualmente estudados por técnicas de observação visual. No entanto, o seu comportamento sob a superfície está inacessível, para além do que muitas das espécies de interesse vivem no oceano aberto, tornando as campanhas de observação custosas e de difícil execução. A observação visual apenas pode ocorrer de dia e em boas condições atmosféricas e oceânicas.

Para obviar estas múltiplas dificuldades, têm sido desenvolvidos métodos de investigação indiretos, a Monitorização Acústica Passiva (ou PAM na designação anglo-saxónica) que se baseia no estudo das vocalizações que os cetáceos realizam em ambiente marinho. Os sons emitidos podem ser capturados por sensores acústicos (os hidrofones) e os registos são então usados para obter a localização da sua fonte. Os métodos de localização de fontes sonoras no oceano estão adequados ao facto de apenas se poderem registar ondas de pressão (ondas longitudinais ou ondas P).

A equação algébrica duma hipérbole

Para simplificar as equações algébricas, vamos considerar que os focos da hipérbole se situam no plano sobre o eixo dos x a uma distância c da origem (Figura 3). Neste caso, a hipérbole tem os seus dois ramos simétricos em relação ao eixo dos y . A hipérbole interseca o eixo dos x em dois pontos, V_1 e V_2 , designados por vértices da hipérbole. Na figura, considerando por exemplo o vértice V_2 , é fácil deduzir que a diferença das distâncias desse ponto a cada um dos focos vale $2a$. Essa é a diferença de distâncias característica que se deve manter para todos os pontos da hipérbole. A dedução da equação algébrica da hipérbole fica agora simplificada: é o conjunto de todos os pontos $P(x, y)$ cuja diferença de distâncias para os focos vale $2a$, ou seja, $D_1 - D_2 = 2a$,

$$\sqrt{(x+c)^2 + y^2} - \sqrt{(x-c)^2 + y^2} = 2a \quad (1)$$

Definindo b como o número positivo tal que $b^2 = c^2 - a^2$ obtemos, após alguma álgebra, a expressão da hipérbole simétrica em relação ao eixo y .

$$\frac{x^2}{a^2} - \frac{y^2}{b^2} = 1 \quad (2)$$

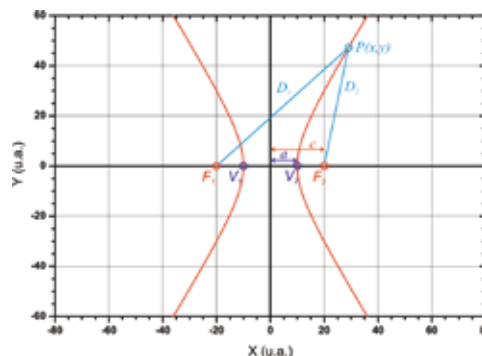


Fig. 3 – Representação duma hipérbole simétrica em torno do eixo Y.

Localização de fontes sonoras no oceano

Por simplicidade, vamos admitir que a velocidade do som no oceano é constante, valendo s_w . Dispomos de dois sensores sincronizados (mesmo relógio ou base de tempo) que registam uma vocalização. Os sensores e a fonte sonora encontram-se à mesma profundidade e, por isso, trataremos da propagação do som apenas a duas dimensões, no plano. O tempo de chegada da onda acústica será (em geral) diferente para cada um dos sensores. Seja Δt a diferença de tempos entre os dois sensores, chegando o sinal primeiro ao sensor S_1 e depois a S_2 . Caso a situação se inverta, então consideraremos que Δt tem um valor negativo. Podemos então inferir que as possíveis localizações da fonte sonora (o epicentro) se encontram no lugar geométrico de todos os pontos do plano cuja diferença de distâncias a S_1 e a S_2 vale $d = s_w \Delta t$. Esta é precisamente a definição duma hipérbole em que S_1 e S_2 coincidem com os seus focos [4]. Se dispusermos de vários pares de sensores, então o epicentro, a fonte sonora, ir-se-á localizar no ponto de interseção das várias hipérbolas, como se mostra na Figura 2.

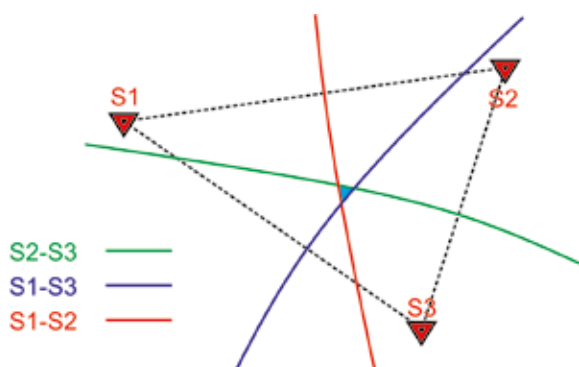


Fig. 2 – Localização do epicentro dum sismo pelo método das hipérbolas. Neste caso o sinal sonoro é registado por três sensores com os quais podemos estabelecer três pares, S1-S2, S1-S3 e S2-S3. Cada par de sensores permite definir um ramo de hipérbole no qual se deve encontrar o epicentro, identificado na figura pela sua cor. Três pares permitem traçar três ramos de hipérbole e o epicentro situa-se na região em que as hipérbolas se intersectam.

Traçado manual duma hipérbole

Para traçar uma hipérbole, precisamos duma régua (ou barra comprida) e de um fio. Uma das extremidades do fio está fixa num dos extremos da régua (ponto A) e a outra extremidade fixa a um dos focos, neste caso o foco F_2 como se mostra na Figura 3. A outra extremidade da régua deverá estar fixa no outro foco, F_1 neste exemplo. A curva deve ser traçada com o fio esticado e com a caneta encostada à régua no ponto P. A distância ao foco F_1 é dada pela régua e a distância ao foco F_2 pelo fio esticado. É fácil de verificar que neste caso quando a caneta percorre a régua encostada a ela, a mesma quantidade é adicio-

nada ou subtraída a esses dois comprimentos pelo que se verifica a propriedade da hipérbole: a diferença entre as distâncias do ponto aos focos mantém-se constante.

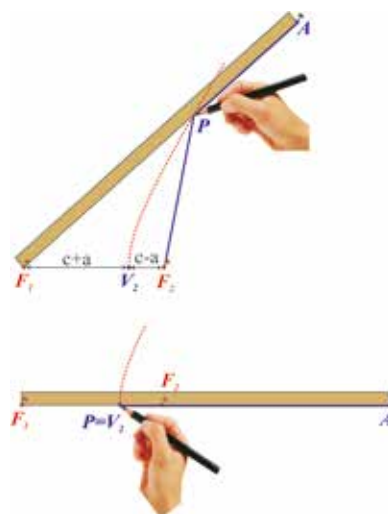


Fig. 4 – Indicações para o traçado manual duma hipérbole.

Para conhecer qual o comprimento do fio adequado, observamos agora a figura em que a régua coincide com a linha que une os dois focos (Figura 3). A caneta deverá então estar no vértice mais afastado de F_1 , o vértice V_2 . É fácil de ver que a distância entre a caneta e o foco mais distante vale então $c + a$, sendo a distância ao foco mais próximo $c - a$.

Procedimento experimental

Convém ter à sua disposição uma mesa grande. Precisa também dum PC com entrada áudio (estéreo) e de um programa de análise de som. Neste trabalho, usámos o *Audacity* [5], um software de distribuição livre. A fonte sonora será a pancada dum martelo e, como sensores, podem-se usar captadores piezoelétricos.

Usando o procedimento indicado nas seções anteriores, um par de sensores apenas irá permitir traçar uma hipérbole. Para obtermos uma segunda hipérbole, usando apenas um conjunto PC + sensores, podemos efetuar uma segunda pancada com os sensores localizados numa posição diferente. Há que ter o cuidado de garantir que as hipérbolas que vierem a ser traçadas apenas se intersectem uma vez. Isso pode ser obtido com uma escolha criteriosa da localização dos sensores.

Para traçar as hipérbolas precisamos de conhecer dois parâmetros: (i) $2c$ = distância entre os dois sensores, que define a posição dos focos da hipérbole; (ii) $d = 2a$ a diferença de distâncias dos pontos da hipérbole para cada um dos focos. Fazendo a análise do som registado após uma pancada, podemos determinar a diferença entre os tempos de chegada das ondas acústicas aos sensores, Δt , e conhecer qual dos sensores está mais próximo do epicentro. Esta informação adicional é neces-

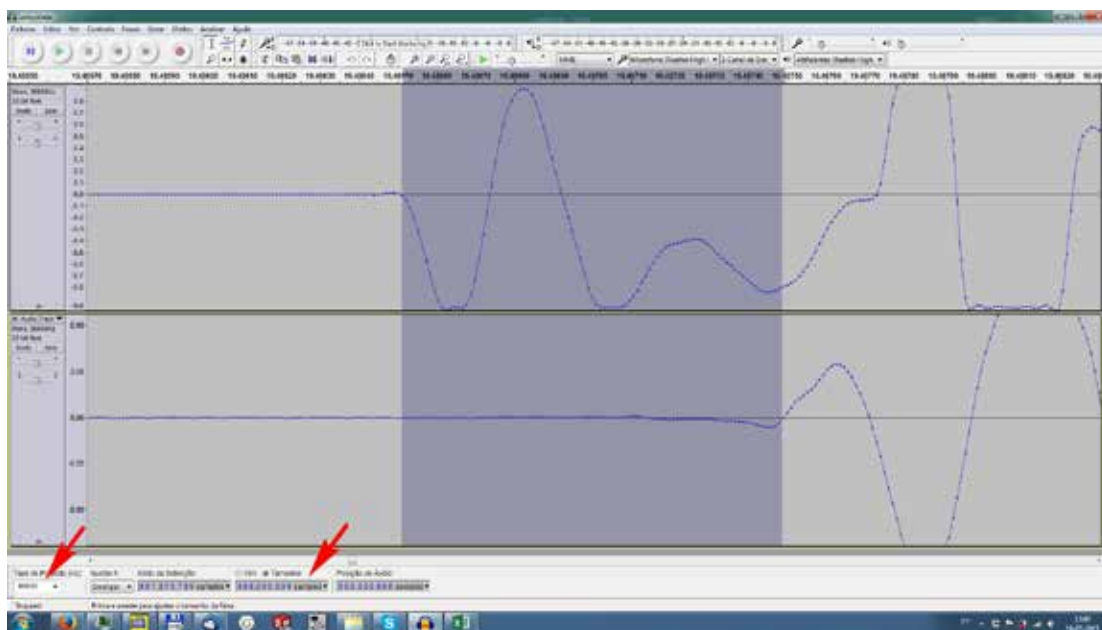


Fig. 5 – Exemplo da medição dum intervalo de tempo com Audacity. As setas indicam a taxa de amostragem e o intervalo em número de amostras.

sária para decidirmos qual dos ramos da hipérbole é que devemos desenhar. Apenas um dos ramos interessa. Para convertermos a largura do intervalo de tempo em distância, temos de conhecer a velocidade de propagação do som no meio, s , que deverá ser medida logo no início da atividade experimental. Sabendo Δt , o parâmetro a da hipérbole vale $s \cdot \Delta t / 2$.

Exemplo

Na mesa de trabalho, considerámos o canto inferior esquerdo como a origem do nosso sistema de coordenadas. Os valores indicados a seguir estão em centímetros.

Notas práticas

Para medir as pequenas diferenças de tempo que ocorrem nesta experiência, é conveniente fazer a digitalização do som a uma taxa bastante elevada. Usámos neste exemplo 96 kHz. A estas frequências de amostragem, o programa usado não mede convenientemente intervalos de tempo, mas mede corretamente esses intervalos em número de amostras. Conhecendo o intervalo de amostragem, é simples a conversão do número de amostras em largura de intervalo de tempo (ver exemplo na Figura 5).

Sendo na o número de amostras e f_a a frequência de amostragem, a largura do intervalo de tempo correspondente vale

$$\Delta t = \frac{na}{f_a} \quad (3)$$

Usando f_a em kHz, a largura do intervalo de tempo vem em ms.

Medir a velocidade do som

A estratégia usada foi a seguinte. Colocámos os dois sensores à distância de 70 cm um do outro. Na linha que une estas duas posições, marcámos pontos a cada 5 cm. Damos uma pancada em cada um desses pontos e medimos a diferença nos tempos de chegada da onda acústica a cada um dos sensores. Considerámos que a diferença de tempos e respetiva diferença de trajetos eram positivos quando o sinal chegava primeiro ao sensor S1 (à esquerda) e negativos no caso contrário.

Fizemos a representação gráfica da diferença de percursos em função da diferença de tempos e obtivemos a velocidade de propagação por regressão linear, tendo obtido o valor de $s = (63,6 \pm 1,5)$ cm/ms (Figura 6).

Localizar o epicentro

Para efeitos de demonstração, colocámos o epicentro no ponto de coordenadas (40., 50.). Na 1.ª experiência os sensores tinham as coordenadas S1(20., 20.) e S2(80., 20.). Na 2.ª experiência as coordenadas foram S'1(20., 20.) e S'2(20., 80.). A estratégia foi desenhar um dispositivo em L com os sensores bastante afastados (Figura 7). Em ambos os casos, a distância entre sensores vale 60 cm, pelo que o parâmetro c das duas hipérbolas a traçar vale 30 cm. Para o primeiro conjunto de sensores, o intervalo de tempo medido, usando S1 como referência, foi de 18 amostras. No segundo caso, obtivemos a largura do intervalo de tempo de -2 amostras (o sinal chega primeiro a S2 e depois a S1). Convertidos em tempo e depois em distância, temos que, no primeiro caso, traçar o ramo

cm pos.	cm dist.	amostras Δt	ms Δt
5	60	94	0,979
10	50	74	0,771
15	40	63	0,656
20	30	43	0,448
25	20	31	0,323
30	10	15	0,156
35	0	-6	-0,063
40	10	-27	-0,281
45	20	-33	-0,344
50	30	-43	-0,448
55	40	-65	-0,677
60	50	-73	-0,760
65	60	-84	-0,875

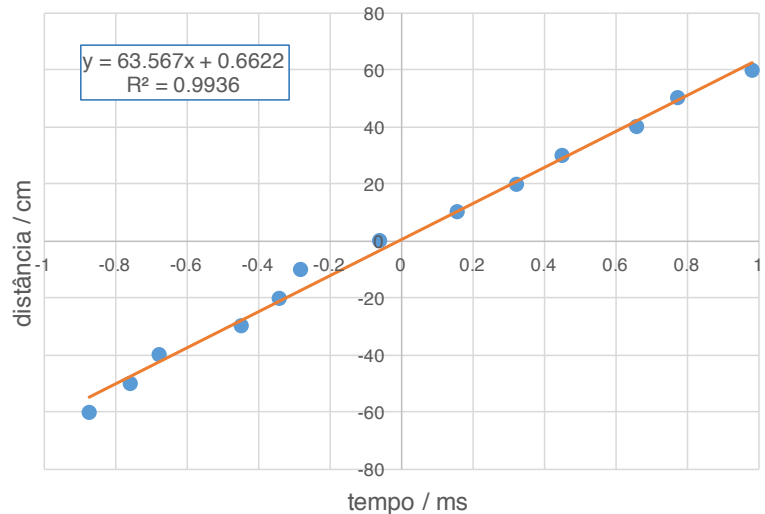


Fig. 6 – Valores usados na determinação da velocidade de propagação do som na mesa.

da hipérbole mais próxima de S1 com uma diferença entre distâncias de $2a = 11,9$ cm. No segundo caso teremos de traçar o ramo de hipérbole mais próximo de S'2 com $2a = 1,3$ cm.

O epicentro é calculado graficamente com auxílio duma régua em madeira e fio, usando o traçado manual descrito na Figura 3. Os focos são fixos com o auxílio de ventosas (Figura 7a). Trata-se duma construção aproximada, mas que permite obter um valor razoável e ilustrar de forma mais prática o método de cálculo tornando-o análogo ao “método das circunferências” para o cálculo de epicentros no globo.

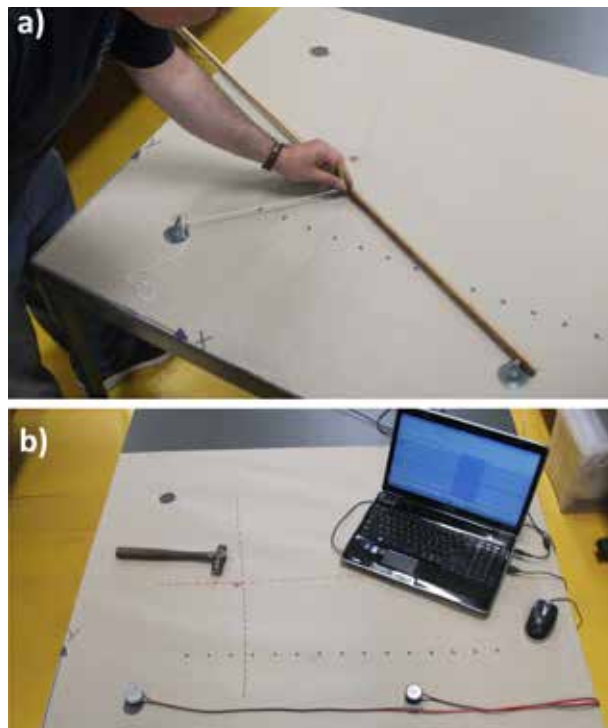


Fig. 7 – a) Traçado manual duma das hipérbolas do problema exemplificado; b) Apresentação da montagem experimental já com o resultado final após o traçado das duas hipérbolas. O símbolo * indica a posição teórica do epicentro. Mostram-se também as marcas espaçadas de 5 cm que foram usadas na medição da velocidade do som na mesa.

Referências

1. http://national.udppc.asso.fr/attachments/Arpenteur_du_Web_Ondes_sismiques.pdf
https://www.iris.edu/hq/inclass/lesson/locating_an_earthquake_with_recent_seismic_data
<http://www.indiana.edu/~pepp/curriculum/2002/cauble02curr.htm>
2. http://www.kgsorkney.com/uploads/1/4/9/3/14935550/researchin-physics_earthquakes_tcm4-649463.pdf
3. <http://disciplines.ac-montpellier.fr/svt/modele-de-localisation-de-l-epicentre-d-un-seisme>
4. <http://www.raineclasse.com/textbook/tb48.pdf>
5. <http://www.audacityteam.org/>



Luis 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 sismológica nos oceanos tem permitido a ligação da investigação a outras áreas científicas, como a Oceanografia, a Meteorologia e a Biologia Marinha.

Prospecção Electromagnética em Geofísica – o método Transiente

Rui M. D. Gonçalves

Unidade Departamental de Matemática e Física Escola Superior de Tecnologia de Tomar Instituto Politécnico de Tomar

rui.goncalves@ipt.pt

Introdução

Podemos afirmar que o conhecimento e descrição da estrutura sólida da Terra é a finalidade última da Geofísica Interna. Aplicando métodos físicos, é possível aceder ao interior da Terra de uma forma remota e indirecta, o que genericamente apelidamos de Prospecção Geofísica. O método Transiente é um dos métodos que faz uso dos campos electromagnéticos (EM) para obter informação sobre o subsolo.

A Geofísica é um dos ramos da Física. A tradicional divisão particulariza ainda este ramo em Geofísica Interna (parte sólida), Meteorologia (atmosfera) e Oceanografia Física (oceanos). É uma parte integrante das Ciências da Terra, conjuntamente com a Geologia, Geoquímica e demais disciplinas relacionadas com o globo terrestre. Na realidade há décadas que estes conhecimentos já não são exclusivos ao nosso planeta sendo vastamente aplicados noutros corpos do sistema solar.

Prospecção Geofísica

Os vários métodos usados na Prospecção Geofísica do subsolo estão directamente relacionados com as propriedades físicas dos materiais. Este conhecimento pode ser adquirido “passivamente” ou “activamente”. “Passivamente” quando a aquisição é limitada ao registo temporal dos fenómenos naturais (como a Sismologia) e “activamente” quando actuamos directamente sobre o meio em estudo (como na Prospecção Sísmica, com a geração de pequenos “sismos artificiais”). Assim, por exemplo a gravimetria (prospecção gravimétrica) mede a interacção entre massas (massas terrestres e a “massa” do mecanismo do gravímetro) – equipamento que mede (em valor relativo ou absoluto) o valor da aceleração da gravidade. A propriedade física no cerne do método é a massa volúmica. A Física-Química dos Materiais fornece-nos também valores, via ensaios laboratoriais ou *in loco*, para as diferentes propriedades físicas dos múltiplos constituintes da crosta terrestre. A modelação Geofísica, conjuntamente com demais informações de outras disciplinas, indicará então

qual ou quais os modelos que melhor respondem aos dados adquiridos, em termos das distribuições espaciais das propriedades dos materiais. Em prospecção geoelectrica, nas suas múltiplas técnicas de aplicação, explora-se basicamente uma das propriedade eléctricas dos materiais – a sua condutividade eléctrica (ou o seu inverso, a resistividade eléctrica). Mais uma vez, sabendo os valores desta propriedade para os inúmeros constituintes da crosta terrestre, podemos mapear as suas distribuições espaciais para a região em estudo, através da modelação dos dados adquiridos.

TDEM

O método de prospecção habitualmente conhecido por Transiente é baseado no princípio da indução electromagnética, regido pela conhecida lei de Faraday. São emitidas e recebidas ondas electromagnéticas sobre a área de estudo, sendo conhecida a distribuição da condutividade eléctrica, pela aplicação de técnicas de modelação. Os primeiros equipamentos foram desenvolvidos nos anos 50-60 do século passado, para prospecção de jazigos minerais. O método TEM - *Transient ElectroMagnetic* ou TDEM - *Time Domain ElectroMagnetic*, consiste na aplicação de um sinal eléctrico numa antena emissora (circuito eléctrico) instalada directamente sobre o solo, ou um pouco acima deste, ou mesmo aerotransportada. A antena receptora pode ser independente ou a própria antena emissora, dependendo da geometria usada na prospecção. Habitualmente, a antena é uma, ou várias, espiras quadradas, cujos lados podem ter desde alguns metros até centenas de metros de comprimento. O sinal eléctrico emitido é periódico consistindo numa onda quadrada simétrica modificada, em que a corrente contínua é abruptamente reduzida a zero e depois invertida em sentido (*on-time*). O valor da intensidade da corrente contínua da onda quadrada

varia entre um ampere a várias dezenas de ampere, consoante a potência do equipamento. A medição da diferença de potencial aos terminais da antena receptora é efectuada após o corte na corrente – durante o período de corrente nula (*off-time*) (Fig. 1). Este processo cíclico é repetido centenas ou milhares de vezes, durante alguns minutos, de modo a melhorar a razão sinal/ruído do registo.

Quando a corrente eléctrica é abruptamente desligada (a designação *transiente* advém deste efeito), a intensidade do campo magnético gerado, dito primário, diminui igualmente. Esta variação (muito rápida) induz, de acordo com a lei de Faraday, uma corrente no solo condutor contíguo à antena. A intensidade desta corrente induzida vai decair no tempo, devido à resistividade finita do solo. Este processo de decaimento vai continuar a induzir, via variação do seu próprio campo magnético, correntes cada vez mais afastadas da antena e a maior profundidade. Estas correntes horizontais, induzidas no solo difundem-se verticalmente e são conhecidas como *ring smoke*, ou seja, anel de fumo (apenas devido à semelhança geométrica). É a variação do campo magnético, dito secundário, destas correntes *ring smoke* em decaimento, que é registada na antena receptora (Fig. 2). A cada ciclo, a tensão induzida nesta antena é amostrada em intervalos de tempo sucessivamente maiores, pois de início a variação é rápida e no final o sinal é de menor intensidade e de variação mais lenta. Os valores de tensão registados nos intervalos de amostragem correspondem a profundidades sucessivamente maiores, e resultam das respectivas correntes que são, por sua vez, função da condutividade eléctrica a essas profundidades.

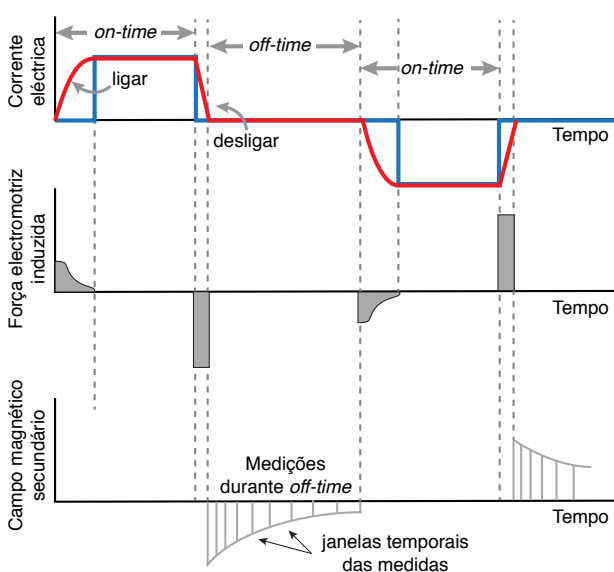


Fig. 1 – O princípio básico de funcionamento do método TEM. Onda quadrada teórica de corrente (azul) e corrente real (vermelha), as respectivas induções geradas no solo e a resposta registada, ao longo de cada ciclo de emissão e recepção. (Adaptado de Christiansen, 2006).

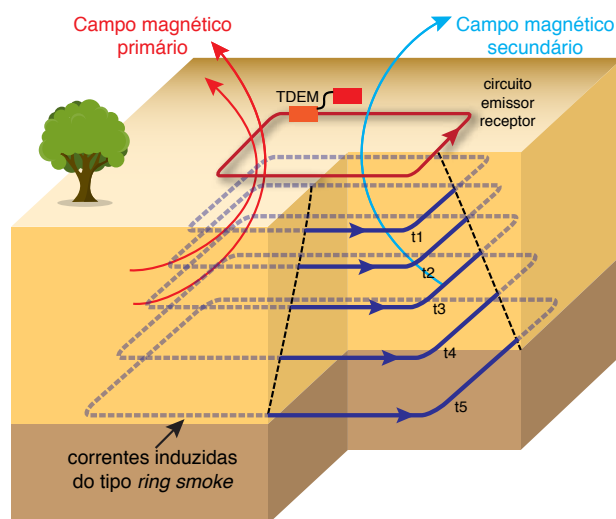


Fig. 2 – Propagação das correntes induzidas nos sucessivos instantes (t_1 , t_2 , tempos iniciais, t_5 , ... tempos finais). (Adaptado de Gonçalves, 2012).

Nas condições práticas de aplicação, e como os equipamentos funcionam a baixas frequências de emissão do sinal electromagnético (100 Hz a 1 MHz) ou seja perturbações entre 1 μ s a 10 ms, nas equações de onda de Maxwell:

$$\nabla^2 \mathbf{E} - \mu \epsilon \frac{\partial^2 \mathbf{E}}{\partial t^2} - \mu \sigma \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} = 0 \quad (1a)$$

$$\nabla^2 \mathbf{H} - \mu \epsilon \frac{\partial^2 \mathbf{H}}{\partial t^2} - \mu \sigma \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t} = 0 \quad (1b)$$

onde \mathbf{E} é o vector campo eléctrico [$V m^{-1}$], \mathbf{H} é o vector campo magnético [$A m^{-1}$], σ a condutividade eléctrica [$S m^{-1}$], ϵ a permissividade eléctrica [$F m^{-1}$], μ a permeabilidade magnética [$H m^{-1}$], e t o tempo [s]. O termo de dissipação energética é várias ordens de grandeza superior ao termo da energia. Nesse caso, as equações representam então equações de difusão – o método TDEM é estritamente um método associado a um fenómeno de difusão, o que é verdade nestes intervalos de tempo e para condutividades eléctricas superiores a $0,0001 S m^{-1}$. Assim, as equações (1) podem escrever-se como,

$$\nabla^2 \mathbf{E} - \mu \sigma \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} = 0 \quad (2a)$$

$$\nabla^2 \mathbf{H} - \mu \sigma \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t} = 0 \quad (2b)$$

Para a análise dos dados, várias simplificações são assumidas de início: que o meio em estudo é linear, isotrópico e homogéneo e que as propriedades eléctricas não variam no tempo e são independentes da temperatura e da pressão. Assume-se, ainda, que o valor da permeabilidade magnética é igual ao do vazio, $\mu = \mu_0$ (o que pode não ser uma boa aproximação se se estiver em presença de formações geológicas eruptivas).

As profundidades de investigação dependem dos valores dos parâmetros eléctricos do solo, do equipamento, nomeadamente do seu momento magnético aplicado (intensi-

dade da corrente \times área da antena) e do ruído electromagnético instrumental e ambiental. No máximo a profundidade atingida pode ser três vezes o comprimento do lado da antena, na geometria quadrada e usando a mesma antena como emissor/receptor, com uma razão sinal/ruído pequena.

O cálculo da solução geral da equação de difusão (2b), aplicando as respectivas condições de fronteira, dará a resposta (dita transiente) da distribuição da condutividade eléctrica (modelo geoelectrico), em função do tempo de amostragem (profundidade)¹. A Figura 3 mostra a resposta da componente magnética vertical e da sua derivada, pois esta direcção é a que é registada na antena colocada horizontalmente sobre o solo. Verificamos que o decaimento é praticamente constante após uns μ s, intervalo que apelidamos de *late stage* (os equipamentos TDEM obtêm registos num intervalo de tempo cuja largura varia de μ s a dezenas de ms). Nesta faixa *late stage* os declives da componente vertical do campo magnético e da sua derivada temporal são respectivamente, $-3/2$ e $-5/2$.

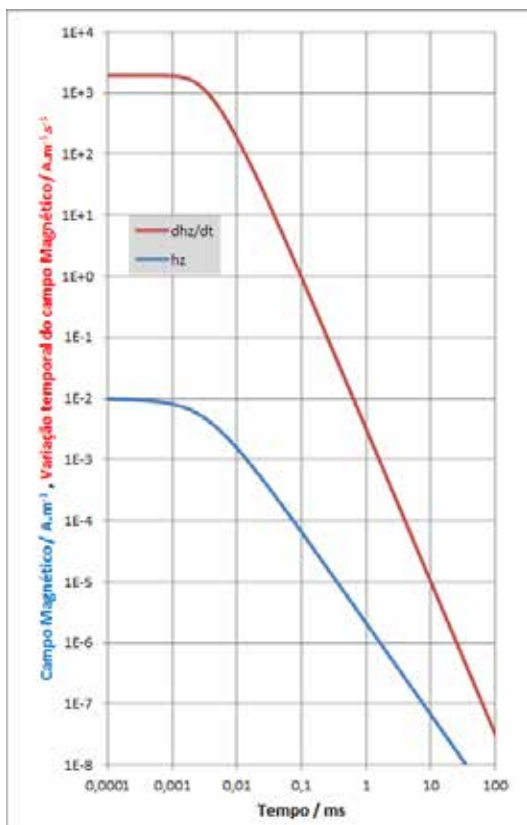


Fig. 3 – Comportamento do campo magnético vertical e da sua derivada temporal, ao longo do tempo, no centro de uma antena circular com 50 m de raio, sobre um meio homogéneo com 100 Ω .m de resistividade. A corrente aplicada é de 1 A, desligada no instante $t = 0$ s. (Adaptado de Ward e Hohmann, 1988).

Na prática, em prospecção geoelectrica e electromagnética, o parâmetro usado é a resistividade eléctrica (ρ), sendo os dados de campo obtidos expressos em termos da resistividade aparente (ρ_a). A expressão que se obtém para a ρ_a a partir da tensão induzida na antena receptora na faixa temporal *late stage* é dada por:

¹ A formulação físico-matemática detalhada da solução para o caso de um modelo 1D, pode ser encontrada em manuais de geofísica, como Ward e Hohmann, 1988

$$\rho_a \approx \left(\frac{Ia^2}{20 \frac{\partial b_z}{\partial t}} \right)^{2/3} \frac{\mu_0^{5/3}}{\pi^{1/3}} t^{-5/3}$$

onde b_z é a componente vertical do vector indução magnético [T], I é a intensidade da corrente na antena [A], e a é o comprimento da aresta da antena [m].

Neste método verificamos uma diferença relativamente ao método de prospecção conhecido por resistividade. Na resistividade, a tensão medida varia linearmente com a resistividade do meio. No TDEM, a tensão medida varia com a condutividade elevada a 3/2, o que indica ser o método TDEM mais sensível a pequenas variações na condutividade do meio.

Sondagem TDEM

Feita a amostragem num local, obtemos então valores da ρ_a versus tempo, o que designamos como sondagem, pois os valores da resistividade correspondem a profundidades sucessivamente maiores (Fig. 4). A modelação mais simples corresponde a considerar o meio em estudo como unidimensional (1D), (Fig. 5). Significa que não há variações laterais da resistividade, apenas estratificação horizontal. Esta aproximação de modelação é bastante razoável, mesmo com estratificação sub-horizontal. A sondagem TDEM amostra basicamente o volume sob e nas imediações da antena. Em campanhas de prospecção e em especial nos locais com variações laterais, 2D e 3D, a solução será sempre realizar muitas sondagens em linha (perfis) ou em malha. Em locais com grandes variações laterais, as sondagens em linha devem ser obtidas contiguamente, por vezes com sobreposição da área amostrada. A modelação dos dados de cada sondagem, nestes casos de dimensionalidade 2D e 3D é bastante mais complexa (exigindo bastante mais capacidade de cálculo e tempo).

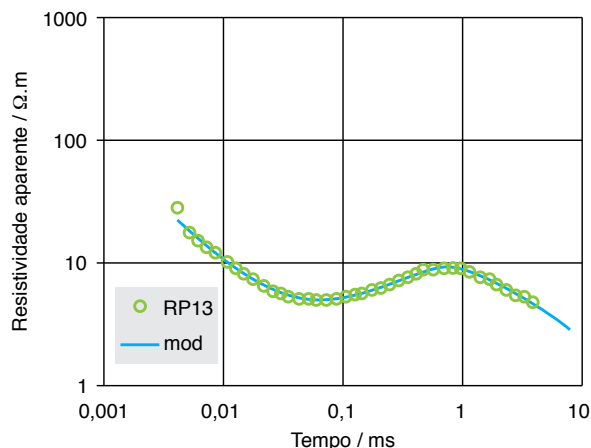


Fig. 4 – Resistividade aparente versus tempo de uma sondagem TDEM (círculos – dados de campo, linha contínua – resposta do modelo 1D). (Gonçalves, 2012).

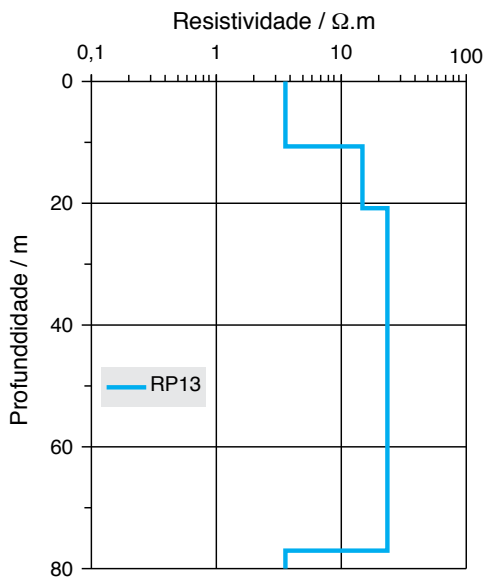


Fig. 5 – Modelo 1D da sondagem TDEM da Figura 4. Resistividade e profundidade das interfaces das camadas. (Gonçalves, 2012).

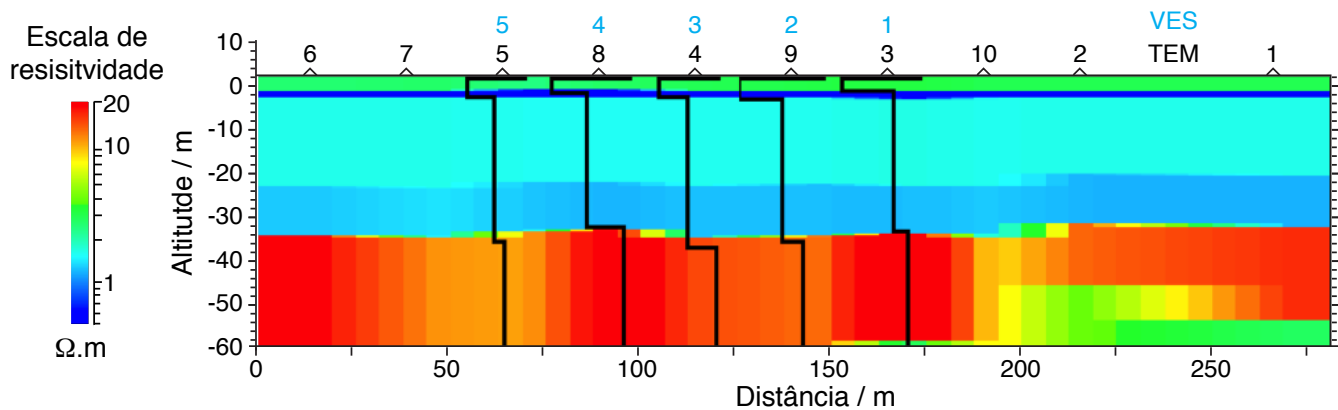


Fig. 6 – Perfil de sondagens contíguas TDEM (antena 25 m x 25 m) e comparação directa com modelos de Sondagens Eléctricas Verticais (VES). (Gonçalves, 2012).

A “modelação da sondagem”, isto é a obtenção de um modelo cuja resposta “coincida” com os dados de campo obtidos, é o que se pretende. Para tal o processo habitual é usar uma técnica de “inversão” dos dados, isto é, resolver o chamado problema inverso, como detalhado em F. Santos *et al* (2013). Enquanto que no problema directo temos os parâmetros do meio e calculamos a sua resposta, no problema inverso temos a resposta do meio (dados de campo) e queremos saber que valores têm de ter os parâmetros do meio que originaram tal resposta. O conhecimento da resposta do meio (problema directo) é então integrado num dos vários processos iterativos de convergência, sendo que, devido principalmente ao limitado número de dados e aos erros de observação, poderão existir várias respostas (vários modelos equivalentes) para os dados observados. Minimizamos a diferença entre a resposta do modelo e os dados de campo, aplicando técnicas de mínimos quadrados de inversão não-linear, pois usualmente existem mais dados do que parâmetros a definir. Usualmente, os vários modelos obtidos não são

muito diferentes, e a escolha de um modelo final pode ser feita simplesmente a partir da média de vários modelos ou, havendo informação complementar (de sondagens mecânicas, geologia, etc), integrando esses dados na escolha do modelo. Existindo mais dados obtidos por outros métodos geofísicos, por exemplo sondagens de resistividade, estes podem (e devem) ser integrados numa inversão conjunta dos dados, obtendo-se um modelo que responde igualmente bem aos vários conjuntos de dados de campo. Na Figura 6 está exemplificado um perfil de sondagens TDEM contíguas, juntamente com os modelos obtidos via resistividade (método Schlumberger, sondagem eléctrica vertical VES). A coincidência de modelos é perfeita, com a detecção das superfícies livre e fundo do aquífero, e o seu baixo valor da resistividade, por se tratar de um ambiente estuarino em contacto com a água salgada do mar. De notar uma pequena diferenciação na resistividade do aquífero junto à sua base, não detectada pelo método resistivo.

Aplicações e limitações

As sondagens TDEM são, devido à física subjacente, especialmente eficazes na detecção de corpos/camadas condutoras. São assim empregues na prospecção de minérios, recursos aquíferos (incluindo intrusão salina) e geotérmicos, monitorização ambiental do solo, etc. Obtendo basicamente o mesmo parâmetro – resistividade eléctrica – como o método da resistividade, o TDEM, em comparação, tem a vantagem de ser mais rápido e eficaz na aplicação em campo (portanto mais económico), tem uma melhor resolução das zonas condutoras e não necessita de um contacto galvânico com o solo, o que facilita a sondagem em solos secos ou muito secos (zonas áridas). Como limitações, há a apontar o fraco sinal em zonas muito resistivas (que necessitam então de antenas com áreas muito grandes), a menor disponibilidade de software para resolução dos problemas 2D e 3D, e o custo e complexidade do equipamento, que é maior que o da resistividade.

O método TDEM tem ainda limitações relacionadas com o meio em estudo e o meio envolvente. Se no meio em estudo a permitividade eléctrica for dependente da fre-

quência, teremos um efeito de polarização induzida (IP). Se o meio em estudo tiver uma permeabilidade magnética muito superior ao valor do vazio, temos o chamado efeito superparamagnético (SPM). Estes efeitos são reconhecidos nos dados de campo das várias sondagens e podem ser modelados. O ruído EM afecta também as sondagens TDEM. Temos ruído EM natural – por exemplo, as descargas eléctricas na atmosfera ou ruído geológico – e ruído EM artificial – por exemplo, as linhas de alta tensão, emissões em AM e VLF, vedações/cercas metálicas com ligação ao solo e a própria geometria incorrecta das antenas. Devido a isto, em alguns locais e com condições inadequadas o método TDEM pode não ser possível de aplicar.

Apesar destas limitações o método TDEM é cada vez mais usado em prospecção geofísica; quer nas tradicionais sondagens, em modo contínuo com pequenas antenas em deslocação sobre o solo (PATEM) ou suspensas em helicóptero (SkyTEM) para cobertura rápida de vastas áreas (Christiansen et al, 2003).

Referências

1. A. V. Christiansen, *Application of airborne TEM methods in Denmark and layered 2D inversion of resistivity data*, Tese de Doutoramento, Universidade de Aarhus, Dinamarca (2003)
2. A. V. Christiansen, E. Auken, K. Sørensen, “The transient electromagnetic method”, Cap. 6, in *Groundwater Geophysics, A Tool for Hydrogeology*, R. Kirsch (Ed.), Springer, 493 p. (2006).
3. F. Santos, G. Silveira e L. Matias, “Resolver o problema inverso para encontrar recursos e investigar o Interior da Terra”, in *Matemática do Planeta Terra*, F. P. Costa, J. T. Pinto e J. Buescu (Eds.), IST Press (2013), ISBN: 978-989-8481-26-9.
4. Rui. M. D. Gonçalves, *Hydrochemical water prediction (water quality) with Transient Electromagnetic Soundings (TEM)*, Tese de Doutoramento, Universidade de Lisboa, Portugal (2012).
5. S. H. Ward, e G. W. Hohmann, “Electromagnetic Theory for Geophysical Applications, Electromagnetic Methods in Applied Geophysics – theory”, in M. N. Nabighian (Ed.), Vol. 1, *Investigation in Geophysics 3*, Society of Exploration Geophysicists, págs. 131-311 (1988).



Rui Gonçalves nasceu em 1967 e é docente no I. P. Tomar desde 1999. Licenciado e Mestre em Ciências Geofísicas – ramo Geofísica Interna, e Doutor em Ciências Geofísicas e da Geoinformação – especialidade em Geofísica, sempre pela Universidade de Lisboa. Tem-se dedicado à prospecção e caracterização geofísica do subsolo com os métodos eléctricos, electromagnéticos e de georradar.

Um campus com energia solar

Miguel C. Brito, Marta Aido, Rodrigo A. Silva, Killian Lobato

Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa / Instituto Dom Luiz

O Campus Solar é um laboratório de teste de soluções de energia solar localizado nas instalações da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa (FCUL). Mas é muito mais que isso! É também um espaço de investigação, aprendizagem e comunicação de ciência e tecnologias limpas e renováveis para um futuro melhor.

Um pequeno descampado até 2009, o Campus Solar acolhe um conjunto diverso de protótipos tecnológicos, desenvolvidos por empresas, investigadores e estudantes de Ciências. É também um laboratório para apoio a cadeiras de Engenharia da Energia e do Ambiente e o cartão-de-visita

da escola, a primeira coisa que se vê quando se visita Ciências.

Palco de ensaio para projetos de investigação

O Campus Solar é uma iniciativa do grupo de energia solar do DEGGE – Departamento de Engenharia Geográfica Geofísica e Energia da FCUL - Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa e do IDL - Instituto Dom Luiz para o teste e caracterização de soluções de energia solar. Trata-se de um espaço devidamente equipado para o desenvolvimento de projetos científicos e tecnológicos para o aproveitamento da energia solar, associado a uma já longa história de investigação em energia solar fotovoltaica em Ciências.



Fig. 1 – Vista panorâmica do Campus solar, com os Jacarandás do Jardim do Campo Grande no horizonte e os sistemas solares fotovoltaicos à frente.

O projeto do Campus Solar começou em 2009 com a instalação de vários protótipos *DoubleSun*, no âmbito de uma colaboração com a empresa portuguesa WS Energia que estava a desenvolver sistemas fotovoltaicos com concentração solar. A ideia era substituir os painéis solares por espelhos (mais baratos) que refletiam uma parte da radiação solar para a zona ativa. Os protótipos instalados no campus solar permitiram medir com rigor o impacto dos espelhos na produção fotovoltaica, comparando com sistemas sem concentração, fixos ou com seguimento solar. Foram também ligados à rede elétrica, no âmbito do programa de incentivo à microgeração, pelo que, desde essa altura, uma (muito pequenina) parte do nosso consumo é assegurado por eletricidade solar gerada no campus solar...

Entretanto os preços dos painéis solares foram caindo e soluções de baixa concentração solar como o *DoubleSun* não se revelaram economicamente viáveis. A atenção da comunidade científica virou-se então para sistemas de alta ou muito alta concentração, como o da empresa britânica Circadian Solar que, em 2012, instalou no campus solar um sistema piloto com células de muito alta eficiência no foco de lentes de Fresnel com fator de concentração de 300 sois (300 mil W/m²). Este protótipo permitiu a avaliação de várias gerações de células diferentes, e é um bom exemplo da colaboração indústria-universidade com uma tese de mestrado premiada¹.

Um outro projeto de colaboração indústria-universidade que vale a pena contar é o *SEGSOL*, um sistema de seguimento solar passivo desenvolvido por Ciências com a ActiveSpace Technology, uma empresa de aeronáutica, e a Martifer Solar. O *SEGSOL* é uma engenhoca que, como um girassol, vai apontando o painel solar sempre na direção do disco solar,

maximizando a produção fotovoltaica mas sem consumir energia a mexer o painel.

Campus solar e os estudantes

Para além destes projetos com empresas, o Campus Solar acolhe também um conjunto diversificado de pequenos protótipos desenvolvidos por estudantes de Engenharia da Energia e do Ambiente, em Ciências. São projetos feitos nas férias, para trabalhos de cadeiras ou teses de licenciatura ou mestrado. Exemplos são o sistema de seguimento passivo baseado em PCM (materiais com mudança de fase à temperatura ambiente), seguimento ativo com *Arduino*, sistemas de concentração solar parabólica, produção eletricidade com motor de Stirling, etc.

É também de salientar que alguns dos protótipos solares e equipamentos de medida são utilizados em aulas de laboratório de cadeiras como Energia fotovoltaica ou Radiação e energia solar.

O Sol, quando brilha, é para todos; os dados do Campus Solar também

Para avaliar o funcionamento dos diferentes protótipos instalados no campus solar, é necessário caracterizar as condições meteorológicas e de radiação solar. Atualmente, são registados dados de radiação solar global, direta e difusa, temperatura ambiente, e velocidade e direção do vento a cada minuto. Estes dados são públicos e podem ser facilmente acedidos².



Fig. 2 – Visita de alunos de escola secundária ao Campus Solar, para aprender mais sobre energia solar.

¹ Sara Freitas, Tese de Mestrado, 2013, FCUL, <http://hdl.handle.net/10451/9975>, Prémio APREN 2015.

² Basta solicitar para o e-mail: solar@ciencias.ulisboa.pt.

Porque não é fácil (nem barato) encontrar dados de radiação solar calibrados e com esta frequência temporal (o IPMA disponibiliza para fins de investigação dados de radiação solar desde 2001, mas apenas a cada hora), são muitos os exemplos de pedidos e uso destes dados: teses de licenciatura e mestrado, não só em Ciências mas também outras faculdades e universidades do país, e projetos e artigos científicos, não só nacionais mas também internacionais. Por vezes os pedidos são mais inco-muns, como o de um cidadão de Lisboa que queria dados de vento para justificar à sua seguradora por que razão o vendaval levava o seu telhado...

O Campus Solar como veículo de comunicação com o público

Desde o seu início que o Campus Solar tem sido usado como meio privilegiado na comunicação com escolas e público interessado na temática das energias renováveis. As visitas ao Campus permitem a sensibilização dos visitantes para a importância das energias renováveis, em particular, da energia solar e convidam à reflexão sobre a forma como as escolhas que fazem no dia-a-dia podem contribuir para um mundo mais saudável e mais sustentável. No último ano e meio, cerca de 300 pessoas visitaram o Campus Solar. Nestas visitas participaram alunos dos 10 aos 18 anos e professores de escolas de Portugal Continental, Açores e também da Roménia, Alemanha e Itália, alunos de um curso de requalificação profissional para adultos de Espanha, entre outros.

Além da visita ao Campus Solar, aos visitantes é também oferecida a oportunidade de visitar os telhados da FCUL, onde se encontra instalada a maior central fotovoltaica da cidade de Lisboa. Para além da bela vista sobre o Jardim do Campo Grande, os visitantes podem apreciar os desafios e o potencial dos telhados urbanos para produção de eletricidade solar. A visita ao Campus é também frequentemente complementada com *workshops* vários sobre energia solar e instrumentação, organizados pela Oficina das Energias³.

Quase uma década depois dos primeiros passos, o Campus Solar é hoje um marco obrigatório da paisagem de Ciências, um local único sempre aberto para experimentação, aprendizagem e comunicação, uma janela para um futuro mais limpo e renovável.



Marta Aido é responsável pela comunicação e imagem do Instituto Dom Luiz da Universidade de Lisboa. Em 2015, obteve o doutoramento em Ciências dos Materiais. Atualmente, foca o seu trabalho em projetos que visam encurtar a distância entre a Ciência e os cidadãos.



Rodrigo Amaro e Silva originário do Barreiro, é aluno de doutoramento na Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa. Atualmente desenvolve trabalho no Instituto Dom Luiz da Universidade de Lisboa em previsão de energia solar fotovoltaica, análise de desempenho de sistemas fotovoltaicos mas tem interesse em muitas outras áreas (como análise de dados GPS no futebol!).



Miguel Centeno Brito é professor de energia solar para engenharia da energia e ambiente na Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa. É investigador no Instituto Dom Luiz da Universidade de Lisboa. Os seus interesses académicos incluem avaliação do potencial fotovoltaicos das cidades, eletrificação solar em comunidades remotas e sistemas de energia sustentáveis.



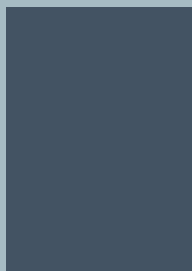
Killian Lobato é professor de energia solar para engenharia da energia e ambiente na Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa. É investigador no Instituto Dom Luiz da Universidade de Lisboa. Os seus interesses académicos incluem potencial PV urbano, operação de centrais PV e avaliação de comportamento de tecnologias PV em cenários reais.

³ <http://oficinaenergias.di.fc.ul.pt/>

TABELA DE PUBLICIDADE 2017



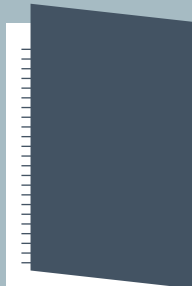
A) verso da capa



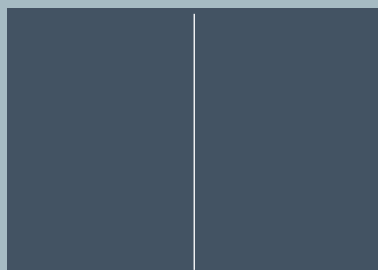
B) destacável/folha



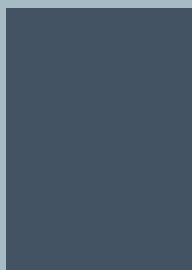
C) verso da contracapa



D) contracapa



E) página dupla



F) página inteira



G) coluna ou 1/2 página

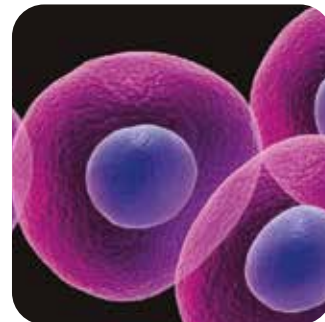
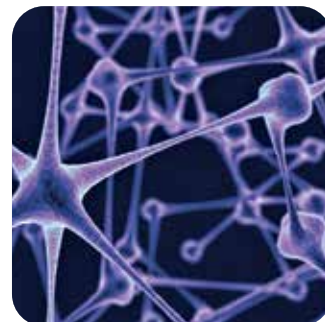
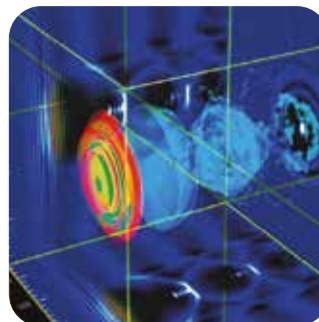
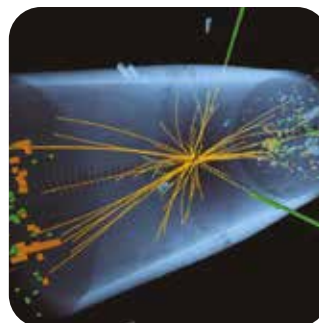


H) 1/4 página ou faixa

Posição	Preço (Euros)	
	Ímpar	Par
A	900	
B	900	
C	900	
D	1200	
E	1000	
F	600	550
G	400	350
H	250	200
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 2016:

5400 exemplares

Contactos:

Sociedade Portuguesa de Física

Av. República 45, 3ª eq. 1050-187 Lisboa

Tel: 351 21 799 36 65 · spf@spf.pt

Medida horizontal do campo magnético terrestre

Horácio Fernandes

Departamento de Física, Instituto Superior Técnico, Lisboa

Resumo

O sentido e direção do campo magnético são conceitos quase intuitivos para todos, graças à utilização da bússola. Já a sua medida, com a determinação dum valor nem que seja aproximado, exige equipamento caro e cujo funcionamento é incompreensível para os alunos. Neste artigo, propomos uma experiência simples com material corrente que permite determinar o valor da componente horizontal do campo magnético terrestre com uma precisão razoável, usando uma simples bússola e uma bobina de Helmholtz artesanal.

Introdução

O campo magnético terrestre [1,2] é, por excelência, a melhor forma de comunicar o significado de campo vetorial, quer em física, quer em matemática, porque os alunos intuem através duma simples bússola a existência do seu sentido e direção e, consequentemente distinguem-no imediatamente dum campo escalar. Contudo, medir o seu valor afigura-se mais complexo e difícil.

Nesta experiência, iremos demonstrar uma forma de determinar o valor da componente horizontal do campo magnético terrestre numa atividade simples, associando a sua natureza às correntes elétricas. Por outro lado, permite ainda a compreensão aplicada da adição vetorial de grandezas. Uma versão mais elaborada e precisa pode ser consultada em [1] ou nas referências aí sugeridas.

A experiência consiste na construção duma bobina de Helmholtz e a posterior determinação do desvio da agulha duma bússola colocada no seu interior, devido à corrente elétrica que a percorre.

Para simplificar as medidas, iremos usar um número de espiras n tal que a corrente medida em miliamperes (mA) seja idêntica ao valor do campo magnético em microteslas (μT). Com efeito, a partir da equação (1) [ver caixa de texto], resolvendo em ordem a n ficamos com:

$$n = \left(\frac{4}{5}\right)^{-3/2} \frac{r B}{\mu_0 I}$$

e para $B=1 \mu\text{T}$ e $I=1 \text{ mA}$, obtemos $n=26\pm 1$, sendo no nosso caso $r=24 \text{ mm}$. De acordo com cada montagem experimental, este valor deve ser recalculado atendendo à geome-

Bobina de Helmholtz

A “bobina de Helmholtz” [3] consiste, na prática, em duas bobinas idênticas e paralelas entre si separadas por uma distância entre ambas é igual aos seus raios. Esta bobina tem a particularidade de possuir um campo axial praticamente uniforme em $2/3$ do seu volume central. Com efeito, como a primeira e segunda derivadas do campo praticamente se anulam, conclui-se que, para uma distância entre o par de bobinas equivalente ao seu raio, o valor do campo magnético nesse volume é constante e igual a:

$$B = \left(\frac{4}{5}\right)^{3/2} \mu_0 \frac{nI}{r} \quad (1)$$

onde n é o número de espiras de cada uma das bobinas, μ_0 a permeabilidade magnética do ar, r o seu raio e I a corrente que as atravessa.

tria precisa das bobinas, ou seja, levando em conta a sua espessura média aproximada e a determinação do diâmetro exato da garrafa (ver adiante, secção Montagem Experimental) nos sulcos. Caso os sulcos onde se bobinam os enrolamentos distem entre si mais do que o valor de um raio, deve-se arredondar por excesso o número das espiras; na situação inversa, arredondar por defeito. Desta forma, compensamos o campo devido a este pequeno erro sistemático.

Ao arredondar para o inteiro mais próximo, cometemos um erro sistemático que, em conjunto com as medidas aproximadas das bobinas, não deve ultrapassar na totalidade os 10 %, embora este erro possa ser corrigido *a posteriori* calculando exatamente o campo.

Montagem experimental

Material:

- 1 garrafa de água plástica de 0,5 l vazia (cerca de 50 mm diâmetro) com sulcos paralelos
- 1 amperímetro (0 mA – 200 mA)
- Fio de cobre isolado com verniz (por exemplo retirado dum transformador)
- Suporte pilhas 1,5 V
- Bússola
- Reóstato de 100 Ω a 1 k Ω
- Fio elétrico q.b.
- 2 conectores bananas e interruptor (facultativo)

Inicialmente, escolhe-se um suporte cilíndrico que permita bobinar corretamente as espiras da bobina de Helmholtz (Fig. 1). Este par de bobinas circulares é montado sobre um eixo comum, por exemplo uma vulgar garrafa de água, com correntes iguais entre si e que fluem no mesmo sentido. No nosso caso, tiramos partido da tampa da garrafa para fixar o reóstato (resistência variá-



Fig. 1 - Montagem experimental com o potenciômetro fixo à tampa de modo a facilitar a execução da experiência. A escolha judiciosa do número de espiras permite uma leitura direta em microtesla usando o amperímetro na escala de miliampere.

vel), tendo o cuidado de traçar os cabos elétricos enrolando-os sobre si mesmos para não criarem campos de erro (estando o cabo traçado e sendo as correntes anti-paralelas).

Colocando a bússola no interior da garrafa e entre as bobinas segundo o seu plano médio, alinha-se a garrafa de modo a que as bobinas fiquem paralelas à agulha da bússola, ou seja, de modo a que na ausência de corrente a agulha da bússola fique a 90° com o eixo das bobinas. Deste modo, garantimos que quando começar a fluir corrente, o campo criado será ortogonal ao campo terrestre. Deve posicionar-se a agulha da bússola na região central onde o campo é mais uniforme, uma vez que o encapsulamento ocupa geralmente dimensões relevantes.

Liga-se o circuito e vai-se diminuindo a resistência do reóstato de modo a aumentar a corrente no circuito, facto que se constata facilmente ao medir o valor em mA no amperímetro. Como escolhemos o número de espiras adequadamente, esta medida indica o valor do campo magnético diretamente em μT . Quando a agulha da bússola mostrar um desvio de 45°, significa que o campo criado é de igual valor ao campo magnético local, o qual, em princípio, é somente o da Terra. Convém verificar que não existem objetos com massas significativas de material ferromagnético nas proximidades.

O circuito (Fig. 2) é facilmente roteado com o fio remanescente da bobina. Como este fio tem verniz, o que impede uma soldadura direta, para efetivar as soldaduras usa-se um truque simples: queimam-se as extremidades com a ajuda dum isqueiro e posteriormente limpam-se com uma lixa fina ou esfregão de cozinha.

Video da montagem experimental:

<https://youtu.be/8o9dTqbbceg>

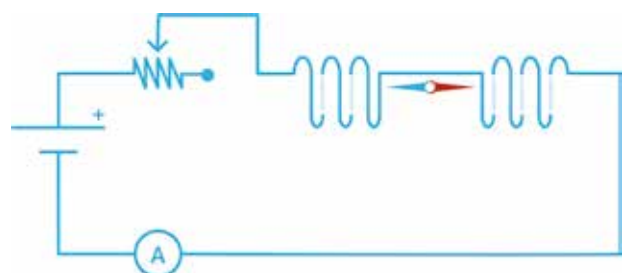


Fig. 2 - Circuito elétrico equivalente onde se pode utilizar um reóstato de 100 Ω a 1 k Ω , de acordo com a sensibilidade requerida e a bateria empregue.

Resultados esperados

Devido à sensibilidade da bússola, convém realizar a experiência uma dezena de vezes, quer aproximando por excesso, quer por defeito a medida a 45° . Deste modo, os erros sistemáticos devidos ao atrito interno da agulha são minimizados.

Um conjunto de experiências adicionais poderá ser realizado para outros ângulos (Fig. 3): com efeito, a tangente do ângulo da bússola é a relação entre a força (torque) exercida pelo campo terrestre e o criado pela bobina. Ao traçar um gráfico do campo em função da tangente do ângulo de desvio da bússola, como a $\tan \theta = B_{\text{Bobina}}/B_{\text{Terra}}$, poderemos determinar o declive do ajuste linear do gráfico, que não é mais do que o campo magnético da Terra:

$$B_{\text{Bobina}} = B_{\text{Terra}} \cdot \tan \theta$$

Note-se que, devido aos erros sistemáticos e aleatórios, o valor determinado deverá ser expresso com os devidos algarismos significativos. A sensibilidade ao diâmetro da garrafa é particularmente importante, devido à sua dependência em r^2 . Neste artigo não se deu particular importância ao tratamento de erros devido ao método artesanal empregue (realce para o desvio dos $33 \mu\text{T}$ medidos para o valor mais preciso de $26 \mu\text{T}$ determinado em [4]). Contudo, esta experiência é bastante inspiradora e liberta a criatividade dos alunos na obtenção de soluções para a melhoria dos dados experimentais.

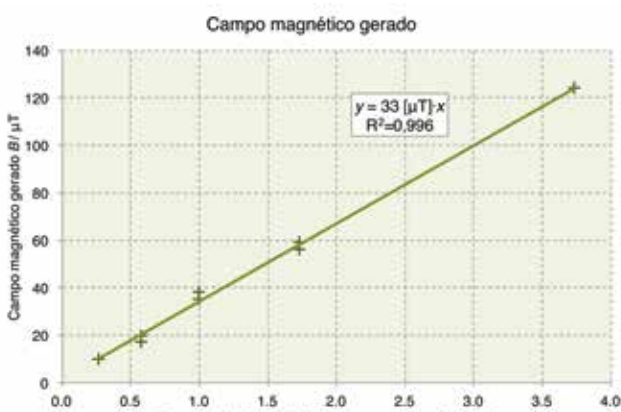


Figura 3 - Campo magnético gerado em função do ângulo da agulha da bússola.

Referências

1. A. Cartacci e S. Straulino, "Measuring the Earth's magnetic field in a laboratory", *Physics Education* 43(4), 412 (2009).
2. <https://www.ngdc.noaa.gov/geomag/geomaginfo.shtml>, acesso 23/10/2017
3. https://en.wikipedia.org/wiki/Helmholtz_coil, acesso 23/10/2017
4. <https://ngdc.noaa.gov/geomag-web/#igrfwmm>, acesso 23/10/2017



Horácio Fernandes é professor do Departamento de Física do IST e investigador no Instituto de Plasmas e Fusão Nuclear, onde coordena a atividade do tokamak ISTTOK. Em 1999 criou o *e-lab*, laboratório remoto do IST, com acesso livre. Mantém igualmente uma regular participação em divulgação científica. Foi membro do *Technical Advisor Panel* da agência europeia para o ITER (F4E) e investigador coordenador duma atividade de pesquisa da IAEA.

As diferentes teorias de aprendizagem e o ensino da física

Maria José B. M. de Almeida

CFisUC, Departamento de Física, Faculdade de Ciências e Tecnologia, Universidade de Coimbra, R. Larga, 3004-516 Coimbra

ze@fis.uc.pt

Resumo

Pretende-se por em evidência a responsabilidade conferida aos professores de Física para conseguirem que os seus alunos compreendam o que é a Física, qual a atitude mais adequada à aprendizagem da Física e qual o processamento interno que cada aprendiz tem de desenvolver para criar uma estrutura correta dos modelos mais simples desta ciência.

Nesta primeira parte do trabalho, fazem-se algumas considerações sobre as três principais teorias de aprendizagem: o behaviorismo, o cognitivismo e o construtivismo. Segue-se uma breve análise das características específicas da Física, no sentido de justificar uma abordagem especial ao seu ensino nos níveis básico e secundário.

Introdução

Há muitas questões com as quais o professor de Física se depara, quando pretende programar as suas aulas, de um modo que seja mais adequado à aprendizagem dos seus alunos: O que é a Física? Como se aprende Física? Como se deve ensinar? Devem ensinar-se conceitos de Física logo

no 1.º ciclo de escolaridade? Quais? Como? Com que objetivo? Quem os deve ensinar?

Em todo o mundo ocidental, são conhecidas as dificuldades de ensinar Física de modo que os alunos a aprendam corretamente [1-6]. E isso acontece mesmo – ou sobretudo – em relação aos fenómenos mais presentes e visíveis na nossa realidade do dia-a-dia, no caso de situações inseridas no domínio da Mecânica Clássica [5,6]. Com base nas teorias de aprendizagem mais aceites pela comunidade científica, tentar-se-á explicar este fenómeno para que, ao promover a sua compreensão, se promova uma maior eficácia nos professores e nas suas atividades de ensino da Física nos níveis pré-universitários.

As teorias de aprendizagem

Pode dizer-se que há, fundamentalmente, três grandes teorias sobre o modo como se processa qualquer aprendizagem de um ser humano: behaviorismo, cognitivismo e construtivismo [7,8]. Estas teorias têm muitas sobreposições, mas também certas especificidades que importa salientar.

O behaviorismo

A primeira teoria de aprendizagem proposta por psicólogos nos fins do século XIX e início do século XX foi o behaviorismo. Dominou praticamente os meios escolares do mundo ocidental durante a primeira metade do século XX. Em Portugal, durou mais tempo: quase todos nós aprendemos com professores formados nos seus princípios. De acordo com o behaviorismo, os seres humanos aprendem através de estímulos e de recompensas. A atribuição de notas elevadas e os Quadros de Honra eram um modo de recompensa pelo sucesso nos estudos. As próprias famílias também



recompensavam os bons alunos. Entendia-se que a maioria das aprendizagens podia ser potenciada por motivações extrínsecas, objetivadas nos estímulos e nas recompensas: uma nota elevada, uma medalha, o reconhecimento dos professores, da família, dos pares. A sociedade mostrava que quem estudava com êxito seria aceite no Ensino Superior, e acederia a profissões correspondentes a uma boa qualidade de vida. Tudo parecia mostrar aos jovens que, pelas recompensas presentes e futuras, valia a pena estudar e aprender.

O treino (repetição das atividades letivas, para melhor aprender) era considerado um bom auxiliar de aprendizagem. Deviam repetir-se exercícios e utilizar-se mnemónicas ou classificações de conteúdos em chavetas ou quadros: quanto mais se treinasse uma determinada atividade, tanto menos tempo se iria demorar para a executar com sucesso.

As orientações do behaviorismo apontam para um aprender “decorado”, muito característico do início da aprendizagem nos primeiros níveis escolares: o aluno vai obtendo e decorando informações fornecidas pelo meio ambiente em que vive, pela família e pela escola, e vai-as guardando na sua memória, para mais tarde as utilizar, quando for necessário.

O cognitivismo

Já segundo o cognitivismo, para se aprender não basta ter acesso à informação. Um ser humano só aprende se “trabalhar” para o fazer. Só através do seu próprio esforço mental, consciente ou não, alguém consegue aprender. A predisposição para este trabalho mental depende fortemente da motivação com que cada aprendiz se aproxima das atividades de aprendizagem. Estas podem ser específicas ou não: há muita aprendizagem apenas por imitação, por vezes inconsciente. De acordo com o cognitivismo, a motivação de cada um para aprender pode ser intrínseca – um aluno pode achar que vale a pena esforçar-se para aprender, simplesmente porque gosta de saber e de ser capaz de resolver situações mais ou menos complicadas (um aspeto muito utilizado nos jogos de computador).

O cognitivismo foi proposto no início do século XX como teoria fundamental de aprendizagens, defendendo que para se conseguir ensinar, é necessário ter os aprendizes “ativos” e “interessados” [9]. Só assim será possível que eles venham a ser capazes de aprender e conseguir aplicar as aprendizagens adquiridas – de reagir bem a desafios envolvendo a resolução de problemas, com um menor ou maior grau de familiaridade com os que foram considerados em sala de aula.

Com o desenvolvimento da ciência cognitiva sobre o funcionamento do cérebro, da memória, e das ligações neuronais, houve um reforço significativo na justificação da importância do cognitivismo como teoria de aprendizagem [4,7,8]. Aceita-se agora que os seres humanos têm duas memórias, entre as quais se desenvolve um processamento (cognitivo) semelhante ao funcionamento dos computadores (Figura 1). Há nos seres humanos uma memória de trabalho mais superficial e limitada em termos de conteúdos a trabalhar. Há, além desta, uma outra memória profunda, onde são guardadas as aquisições processadas por cada um nos diferentes episódios de aprendizagem. Esta memória mais profunda tem uma capacidade praticamente ilimitada de armazenamento.

Numa sala de aula, perante um novo assunto apresentado de forma direta pelo professor, é suscitada a memória de trabalho dos alunos. Para isso, é necessário que os alunos estejam atentos e ativos: este fator depende de cada aluno, mas também depende das capacidades científicas e pedagógicas do professor, que deve ser capaz de motivar os alunos e captar a sua atenção para as novas aprendizagens, relacionando-as com as anteriores. Os alunos ativos tentam começar a “entender” (ou integrar) a nova informação: são suscitadas ligações entre a memória de trabalho e a memória profunda, na qual cada aluno procura os conteúdos anteriormente aprendidos, que poderão ajudar ao processamento das novas aquisições. Os professores podem facilitar esta fase de aprendizagem, evocando as principais ligações significativas entre os novos conteúdos e os anteriormente adquiridos, e fazendo os alunos trabalhar sobre elas (observar ou fazer experiências, comentar os seus resultados, responder a testes ou resolver problemas; na sala de aula ou em casa, isolados ou em grupo).

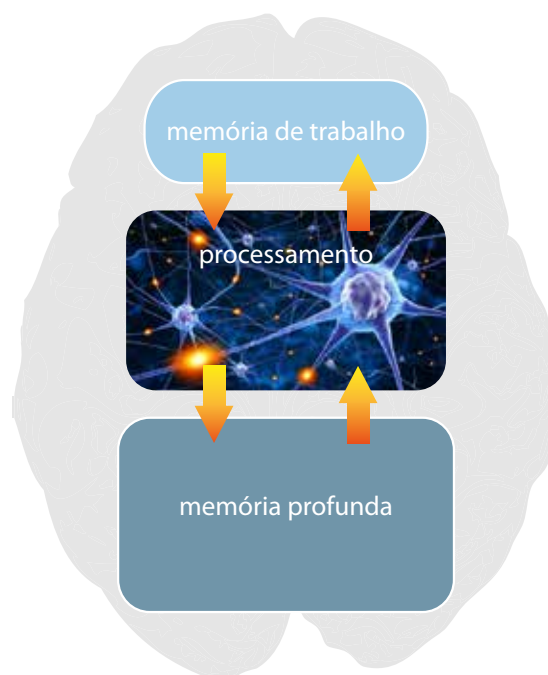


Fig. 1 - Esquema ilustrativo do processamento cognitivo durante a aprendizagem.

Como resultado desta ligação necessária entre as duas memórias, podem ocorrer diferentes situações:

a) O aluno consegue interiorizar o que está a aprender de novo, e há uma ligação eficaz entre a nova situação de aprendizagem e a estrutura correta de conhecimentos que já tinha construído antes: consegue resolver com sucesso os problemas baseados nesta nova aprendizagem, fazendo-o com rapidez e aumentando corretamente a estrutura de conhecimentos na memória profunda. O aluno fundamenta melhor as suas noções anteriores, eventualmente com alguma extensão do seu campo de aplicação. Houve aprendizagem significativa no sentido de ter havido transferência (alargamento) de aprendizagens anteriores a novas situações.

b) O aluno consegue estabelecer ligações com os conteúdos antes aprendidos, mas a ligação não é tão eficaz que lhe permita imediatamente resolver as novas situações problemáticas. Neste caso, há duas possibilidades:

- 1) O aluno fica confuso, tem algumas dificuldades de integração dos novos conhecimentos e esclarece essas dificuldades dialogando com o professor e/ou com os colegas; coloca questões e tenta responder às questões colocadas pelo docente, e/ou pelos seus colegas, justificando as suas opções com argumentos racionais. Assim, o aluno pode aprender algo de novo e corrigir deficiências de armazenamento dos conteúdos anteriores: a aprendizagem é ainda significativa, com transferência e alargamento de conhecimentos.
- 2) O aluno absorve o novo conhecimento de modo deficiente, encaixando-o “à sua maneira” nos conhecimentos anteriores, que já eram deficientes; o aluno fica com a ilusão de ter aprendido e o professor, se não tiver um cuidado especial em aferir a qualidade da aprendizagem conseguida, pode ficar com a ilusão de ter ensinado algo ao aluno. No entanto, desta maneira apenas aumentaram as preconcepções erradas que o aluno já tinha, bem como a “confiança” que o aluno tem nelas.

c) O aluno que possui poucos conhecimentos ou os tem mal aprendidos, que está desatento ou que está desmotivado, não procura, ou não encontra, na sua memória profunda as ligações adequadas ao processamento das novas informações; estas ficam apenas algum tempo na memória de trabalho e serão rapidamente esquecidas, porque outras informações posteriores virão substituir as anteriores não-processadas. Neste caso, o aluno não “captou” nada desta situação de aprendizagem e não vai ser capaz de resolver nenhuma consequente aplicação.

Compreende-se assim a importância do conhecimento adquirido por cada aprendiz ficar armazenado na memória profunda de acordo com uma estrutura mental bem organizada, que permita que seja futuramente acedido com mais facilidade e correção: perante uma nova situação, o aluno

encontrará mais rapidamente razões para descartar caminhos incorretos de resolução de problemas, selecionando com eficácia a parte dos conhecimentos anteriores que vai permitir alcançar os objetivos pretendidos. Os conhecimentos, as capacidades e as competências desenvolvidas nas aprendizagens escolares poderão assim ser transferidas para a vida do dia-a-dia e para atividades profissionais futuras.

O construtivismo

O construtivismo é mais uma teoria sobre o modo como se aprende, proposta no início do século XX [10,11]. Tem muitos pontos de sobreposição com o cognitivismo. De acordo com o construtivismo, cada aprendiz é o produtor da sua própria aprendizagem, que constrói ativamente com base no que capta acerca do meio que o envolve. Pode fazê-lo por livre iniciativa (sozinho, a aprender), ou ser orientado por familiares, por professores ou colegas. Cada uma destas situações representa distintas vertentes do construtivismo, que podem variar entre si.

Uma, o construtivismo radical [12], defende que a estrutura interpretativa da realidade, construída por cada um, pode ser diferente da própria realidade (meio ambiente): a interpretação resulta de um processamento mental individual, baseado em informações recolhidas através dos cinco sentidos de cada ser humano, que poderá ser diferente da construída por outro ser humano, ainda que perante a mesma realidade. Por exemplo, ninguém pode dizer que a cor “amarela” seja vista com as mesmas características por outro observador: apenas nos ensinaram a chamar “amarelo” a uma determinada sensação cromática que cada um tem perante determinados corpos que observa em determinadas situações – sensação cujo resultado cognitivo pode ser diferente de observador para observador.

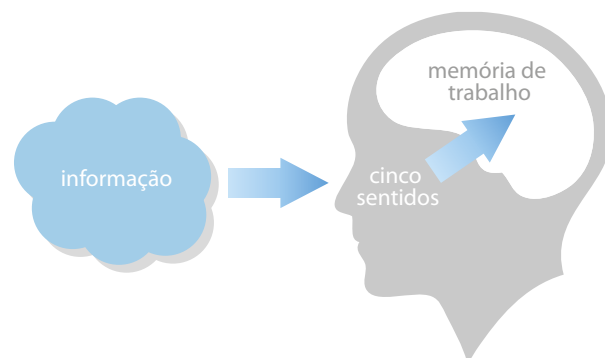


Fig. 2 - Esquema ilustrativo da aquisição de informação pelo ser humano.

Uma outra versão, com aspetos bem diferentes da anterior, é o construtivismo social [11]. Este defende que o meio ambiente (família, escolas, media) exerce uma influência fundamental e uniformizadora nas

aprendizagens de todos os seres humanos. Pode considerar-se que as atividades escolares, nomeadamente as atividades de avaliação formativa, têm por base os princípios do construtivismo social.

As duas versões baseiam-se na construção cognitiva e ativa de estruturas mentais pelo próprio aprendiz: o construtivismo radical promove a importância da criatividade (originalidade) de cada aprendiz, o qual, de modo mais ou menos independente, vai absorvendo conhecimentos novos por si processados e estruturados; o construtivismo social valoriza a ação orientadora da família e da escola como “ajudantes” do desenvolvimento das atividades cognitivas, em geral necessários para que cada um desenvolva estruturas mentais corretas e organizadas, com conteúdos que possam ser usados eficazmente em futuras atividades académicas ou profissionais.

A Física e a linguagem científica

A Física é um conjunto de modelos (teorias) e leis empíricas, desenvolvidas ao longo de cinco séculos por mentes humanas, com base na observação da Natureza. Os físicos observam a Natureza não apenas para descrever o que nela existe – pedras e metais variados, água em estados que apresentam propriedades tão diferentes, plantas e animais com formas tão diferenciadas e vivendo em condições tão distintas – mas para medir causas e efeitos, e tentar perceber as razões das semelhanças e diferenças de comportamentos dos objetos físicos. Não admira que começassem a observar o céu, a aperceber-se de que há nuvens nuns dias, mas noutros não, e que por vezes chove, a verem que os pássaros podem voar pelo ar e que os peixes podem nadar nos rios, lagos e mares, que uma pedra lançada sobre um lago pode mergulhar logo ou ressaltar na superfície das águas. Observando cuidadosamente as situações naturais, começaram a tentar sistematizar o como e o porquê de elas acontecerem, a tentar enunciar leis físicas contendo relações de causa-consequência entre diferentes conceitos que traduzem as variáveis do mundo natural, para mais tarde as poderem utilizar para fins específicos, sendo capazes de criar situações mais úteis e agradáveis para a vida dos seres humanos.

Para que uns físicos percebam as conclusões a que outros chegaram, e possam repetir ou prosseguir o desenvolvimento de ideias anteriores, é necessário que haja uma linguagem comum: palavras que nomeiam conceitos científicos abstratos entre os quais estão estabelecidas relações de causa-consequência através de expressões matemáticas, que todos têm de compreender com o mesmo significado. Assim, aprender Física tem de passar pela capacidade

de utilização de uma linguagem própria, bem como da linguagem matemática adequada às leis físicas: gráficos, tabelas, vetores. Todos estes conteúdos têm de ser cuidadosamente compreendidos e aplicados pelos alunos, e corrigidos pelos professores sempre que necessário, pois na Física utilizam-se palavras a que os alunos estão habituados no discurso do dia-a-dia, mas às quais, no contexto científico, é atribuído um significado muito específico e inequívoco. A aprendizagem da Física não se pode resumir à aquisição de informação, solicitando-se aos alunos que memorizem palavras e consigam estabelecer relações entre as variáveis abstratas que nomeiam, sem compreenderem profundamente o seu significado e interligação nos modelos físicos [4,13]. Durante a aprendizagem, devem ser ativamente discutidas as aplicações dos conhecimentos e capacidades que os alunos vão adquirindo e desenvolvendo, seja a situações académicas diversificadas, seja a situações com as quais os alunos têm contacto no dia-a-dia. Além de um papel importante na motivação para a aprendizagem da Física, essa prática facilita a transferência de competências úteis para futuras atividades profissionais de índoles diversas.

Para além de uma atitude de abertura e disponibilidade para processar ativamente os conhecimentos que os professores tentam ensinar, o mais importante na aprendizagem pré-universitária da Física é a compreensão de que existem regularidades nos comportamentos da natureza, que os físicos estruturaram através de “modelos” envolvendo “conceitos” e “leis” que os interligam. É esta estrutura base que tem de ser aprendida para permitir que cada um venha a ser capaz de perceber as suas aplicações em contextos simples, compreendendo estes contextos como fisicamente equivalentes – por exemplo, aos movimentos retilíneos de corpos com velocidade constante, seja de um disco liso que se atira e desliza numa superfície gelada, de uma mulher que empurra um caixote numa superfície horizontal ou de um elevador que sobe, com velocidade constante, entre dois andares de um prédio.

Este trabalho preliminar poderá ser continuado com a abordagem concreta ao ensino da Mecânica e de outros conteúdos pertencentes aos programas dos Ensinos Básico e Secundário.

Referências

1. A. B. Arons, *Teaching Introductory Physics*, John Wiley and Sons, Inc., New York (1997)
2. P. R. L. Heron, “‘Thinking like a Physicist’ about Physics Education”, *Second World Conference on Physics Education*, São Paulo, Brasil (2016)
3. P. R. L. Heron e D. E. Meltzer, “The future of Physics Education Research: Intellectual challenges and practical concerns”, *American Journal of Physics* 73(5), 390-394 (2005)
4. E. F. Redish, “Implications of cognitive studies for teaching physics”, *American Journal of Physics* 62(9), 796-803 (1994)
5. L. Bao, K. Hogg e D. Zollman, “Model analysis of fine structures of student models: An example with Newton’s third law”, *American Journal of Physics* 70(7), 766-778 (2002)
6. R. K. Thornton e D. R. Sokoloff, “Assessing student learning of Newton’s laws: The Force and Motion Conceptual Evaluation and the Evaluation of Active Learning Laboratory and Lecture Curricula”, *American Journal of Physics* 66(4), 338-352 (1997)
7. D. C. Phillips e J. F. Soltis, “*Perspectives on Learning*”, Teachers College Press, New York (2009)
8. P. A. Ertmer e T. J. Newby, “Behaviorism, Cognitivism, Constructivism: Comparing Critical Features from an Instructional Design Perspective”, *Performance Improvement Quarterly* 26(2), 43-71 (2013)
9. J. Dewey, *The Child and the Curriculum, and The School and Society*, joint ed., University of Chicago Press, Phoenix Books, Chicago (1969)
10. J. Piaget, *Seis Estudos de Psicologia*, Publicações Dom Quixote, Lisboa (2000).
11. L. S. Vygotsky, *A construção do Pensamento e da Linguagem*, Livraria Martins Fontes, São Paulo (2001)
12. E. von Glasersfeld, *Radical Constructivism: A Way of Knowing and Learning*, The Falmer Press, London (1995)
13. M. J. de Almeida, *Preparação de professores de Física: uma contribuição científico-pedagógica e didáctica*, Editora Almedina, Coimbra (2004)



Maria José B. M. de Almeida

é Professora Cate-drática Jubilada do Departamen-to de Física da FCTUC. Doutora-da em Física pela Universidade de Cambridge, foi docente de Didática da Física e orientadora de Estágios Pedagógicos e de

Projetos de Investigação Educacional. Desenvolve investigação em Ensino da Física (PER), tendo orientado Teses de Doutoramento. Coordenou/co-laborou em vários Projetos de Investigação sobre o Ensino da Física, nacionais e europeus.



A Física da Terra

Carlos Fiolhais

No ano de 2017 comemoraram-se os 60 anos de um evento muito marcante da história da física: o Ano Geofísico Internacional, que se realizou entre 1 de Julho de 1957 e 31 de Dezembro de 1958. Contrariando o clima da guerra fria, 67 países, incluindo Portugal, uniram esforços para realizar uma série de projectos destinados a conhecer melhor o nosso globo em várias áreas: auroras polares, cartografia de precisão, física da ionosfera, geomagnetismo, gravidade, meteorologia, oceanografia, raios cósmicos, sismologia e actividade solar.

O evento científico mais marcante de 1957 ocorreu a 4 de Outubro, com o lançamento pela União Soviética do primeiro satélite artificial, o *Sputnik 1*. Os Estados Unidos haveriam de responder com o lançamento, a 1 de Fevereiro do ano seguinte, do *Explorer 1*, que descobriu o cinturão de Van Allen, mas já depois do *Sputnik 2*, em 3 de Novembro de 1957, com a cadela Laika a bordo, ter reforçado a precedência soviética. A NASA foi fundada a 29 de Julho de 1958 nessa fase de arranque da exploração espacial, pelo que vai ficar sexagenária em 2018.

Contudo, também foi marcante nessa ano o estudo da Antárctida. Uma expedição da Royal Society de Londres tinha aí criado a Halley Research Station em 1956, que ainda hoje prossegue sua actividade. Foi na Halley que, em 1985, foram efectuadas as medidas que conduziram à descoberta do buraco de ozono, um problema em vias de resolução graças ao protocolo de Montreal assinado em 16 de Setembro de 1987 e que foi entretanto ratificado por 196 países. Pela primeira vez na história, todos os países do mundo uniram-se para resolver numa base científica uma questão que afectava todo o

planeta e, portanto, a humanidade (infelizmente, a questão do aquecimento global não está a ter resposta semelhante). Por sua vez, os americanos criaram em 1957 no Pólo Sul a estação de Amundsen-Scott, onde foram sendo montados vários telescópios e instrumentos para observar o fundo cósmico de microondas e os neutrinos que vêm do espaço. A 1 de Dezembro de 1959, na sequência do Ano Geofísico, 12 países assinaram o Tratado da Antárctida (entretanto já são 53, incluindo Portugal), que reconhece essa região como uma reserva científica, banindo qualquer tipo de actividade militar. Um feito notável nos anos da guerra fria, mostrando que a ciência pode ultrapassar divisões nacionais!

Os programas de exploração do espaço e dos pólos continuam hoje em dia, com ampla participação dos físicos de muitos países. Um artigo saído em Dezembro passado na revista *Science* é bem exemplificativo dos avanços da geofísica moderna, ao juntar as áreas da gravidade e da sismologia, que nos anos 50 estavam separadas. Uma investigação da autoria de físicos franceses e americanos debruçou-se sobre os sinais recolhidos por sismógrafos muito afastados do epicentro do grande terramoto de Tóhoku de 11 de Março de 2011, que destruiu a central nuclear de Fukushima no Japão. A conclusão é muito interessante: sinais de alteração do campo gravítico, que se transmite à velocidade da luz, são perceptíveis antes da chegada da onda sísmica, que se espalhou pelo globo a uma velocidade entre 6 km/s a 10 km/s. Não só se consegue, através desse sinal, determinar com precisão a magnitude do sismo, uma medida difícil para sismos muito intensos (o referido sismo, de magnitude 9,1, foi o quarto maior de sempre, maior, por exemplo, do que o terramoto de Lisboa de 1 de Novembro de 1755, que não está sequer no *top ten*), como sobretudo permite fornecer um aviso com alguns minutos de avanço relativamente à chegada da onda elástica. A previsão de terramotos continua a desafiar os físicos. Não é disso que se trata mas sim de permitir avisos, ainda que de curto prazo, da eclosão de um terramoto violento. O tsunami associado ao terramoto causou 15894 mortos. Algumas dessas vidas poderiam ter sido poupadas se tivesse havido evacuação rápida das populações residentes nas regiões costeiras ameaçadas.

Um tornado numa garrafa

Constança Providência

Centro de Física da Universidade de Coimbra



Material:

- Duas pequenas garrafas de água vazias e suas tampas
- Fita adesiva forte
- Tesoura pequena
- Água

Certamente já ouviste falar de ciclones, furacões ou tufões. São todos nomes dados ao mesmo fenómeno. Os furacões formam-se sobre os oceanos em regiões de água quente e são constituídos por ventos muito fortes que giram em torno do centro do furacão, conhecido por *olho do furacão*. Carregam grandes quantidades de água, podendo ter um diâmetro entre 200 km e 2000 km e durar vários dias. É o movimento de rotação da Terra que põe estas grandes quantidades de ar em rotação. Um tornado é um fenómeno diferente, que também envolve a rotação de ar a velocidades muito grandes, podendo atingir 500 km por hora. Têm, no entanto, dimensões muito menores - o diâmetro

geralmente não ultrapassa 2 km - e uma duração curta de apenas alguns minutos.

Chamamos *vórtice* ao ar ou água a girar em torno de um eixo e poderá formar-se em muitas outras condições e ter dimensões muito variadas. Em dias de outono com vento, é frequente vermos pequenos vórtices formados por ar que, carregando folhas secas, gira em torno de um eixo. Estudar o modo como os fluidos se comportam e, em particular, como se formam estes vórtices é muito importante para percebermos não só a formação e evolução de um furacão, mas também como se propaga um fogo, ou como se mantém um avião no ar. Há cientistas que se dedicam a fazer estes estudos usando grandes computadores.



Uma máquina de vórtices

Vamos criar um vórtice usando duas garrafas. Precisamos de duas pequenas garrafas de água vazias. Com uma pequena tesoura, corta um buraco circular de 1 cm de diâmetro no centro de cada uma das duas tampas. Cola as tampas uma à outra usando uma fita adesiva forte (Figura 1). Ficaste com uma



Figura 1

espécie de tubo com duas roscas, uma de cada lado. Enche uma das garrafas até dois terços de altura e enrosca o tubo à garrafa com água. Enrosca a garrafa vazia ao outro lado do tubo. Aperta bem para não escorrer água para fora quando viraes o conjunto. Para tornares o conjunto mais estável, podes aplicar fita adesiva por cima do tubo e topo das garrafas. Tens a tua máquina de vórtices pronta!

Com cuidado, vira a tua máquina de vórtices de modo a ficares com a garrafa com água do lado de cima. O que aconteceu à água (Figura 2)?

A água não cai! Porque será? A verdade é que a garrafa de baixo não está vazia. Ela está cheia de ar e a água só consegue entrar se houver um buraco por onde o ar possa sair.



Figura 2

Agora pega na tua máquina de vórtices pelo tubo que liga as duas garrafas e, com cuidado, mantendo-o vertical, põe a água no seu interior a girar,



Figura 3

imprimindo um pequeno movimento de rotação à garrafa. O que observas?

Formaste possivelmente um vórtice no interior da garrafa de cima (Figura 3). Se não conseguiste, tenta novamente que acabarás por conseguir. Mas não só o vórtice se formou, como a água passou para a garrafa de baixo. E porquê?

Se repetires e observares com atenção, verás que a água gira em torno do centro do vórtice, o qual não tem água. Na ligação entre as duas garrafas, passa a existir uma abertura, que deixa o ar de baixo subir e a água descer. Também no centro do furacão não se sentem os ventos fortes e reina uma grande calma.

Poderás também construir uma máquina de vórtices com duas garrafas grandes e conseguirás criar vórtices maiores, mas, por ficarem mais pesadas, poderá ser mais difícil colocar a água em rotação. Experimenta!

Agradecimentos

Agradeço à Rita Wolters os desenhos que ilustram a experiência.

Créditos

https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Hurricane_Isabel_10_sept_2003_1640Z.jpg

Jacques Desclotres, MODIS Rapid Response Team, NASA/GSFC

Livros



A Ciência e os Seus Inimigos

Carlos Fiolhais e David Marçal

Editorial Gradiva, 2017

288 páginas

ISBN: 978-989-616-799-8

A ciência tem-nos permitido viver cada vez mais e melhor. Mas enfrenta hoje sérios adversários – desde logo, o autoritarismo e a ignorância – que põem em causa a nossa segurança e o nosso bem-estar. Impõe-se por isso a defesa da ciência, que é também a defesa da democracia. A ciência precisa da liberdade de pensamento que é marca das democracias. Mas as democracias também precisam da razão da ciência para assegurar prosperidade e bem-estar. A defesa da ciência é também a defesa da sociedade livre e aberta. Um novo livro com histórias de ciência, de dois autores e divulgadores bem conhecidos do público português. Aqui se analisam temas muito actuais à luz da ciência, com um misto de informação, interesse e humor, tornando o livro apelativo para múltiplos leitores.



Para o Infinito: Horizontes da Ciência

Martin Rees

Editorial Gradiva, 2017

128 páginas

ISBN: 978-989-616-775-2

Uma das mentes científicas mais brilhantes do nosso tempo reflecte sobre o papel da ciência no século XXI a partir de conferências que fez para a BBC. A ciência é muitas vezes

vista como um domínio obscuro e difícil, inacessível ao público em geral. Neste livro inspirador, Martin Rees advoga uma melhor comunicação entre investigadores e leigos.

Nos debates sobre saúde, energia, transportes e outras questões vitais, os cidadãos devem possuir noções de ciência, em vez de confiar nos especialistas e nos políticos. Rees diz-nos que para enfrentar os nossos maiores desafios – do crescimento populacional às alterações climáticas – é necessária uma perspectiva global e a longo prazo. Fala sobre descobertas futuras, além de explicar os limites da ciência, e lembra-nos que a ciência deve ser uma fonte de prazer e maravilha para toda a gente.



Astrofísica para Gente com Pressa: Uma Viagem Rápida ao Cosmos

Neil de Grasse Tyson

Editorial Gradiva, 2017

176 páginas

ISBN:

978-989-616-781-3

Qual é a natureza do espaço e do tempo? Como é que nos encaixamos no Universo? E como é que o Universo se encaixa em nós? Nestas questões não há melhor guia do que Tyson, o mais famoso dos astrofísicos actuais.

A verdade é que, nos dias que correm, poucos têm tempo para contemplar o Cosmos, mas neste livro Tyson trá-lo até ao leitor de uma forma breve e clara, com uma inteligência cintilante, em curtos capítulos que se podem ler a qualquer hora e em qualquer lugar, ao longo do seu dia agitado. Enquanto espera pelo café, pelo autocarro, pelo comboio ou pelo avião, poderá descobrir tudo o que precisa para compreender os próximos títulos da imprensa sobre o Cosmos: do *Big Bang* aos buracos negros, dos *quarks* à teoria quântica, e da procura de exoplanetas à busca de vida no Universo.



Um Universo Vindo do Nada: Porque há algo em vez de nada?

Lawrence M. Krauss
Editorial Gradiva, 2017
256 páginas
ISBN:
978-989-616-759-2

Numa obra actualizada e acessível, posfaciada por Richard Dawkins, o físico Lawrence M. Krauss analisa a questão da origem do mundo, abordando do ponto de vista científico matérias que muitos consideram do domínio da filosofia ou da teologia. As várias edições têm suscitado debates e controvérsias um pouco por todo o lado. Com o seu humor irónico característico e as suas explicações claras, Krauss leva-nos ao princípio do princípio, apresentando as evidências mais recentes sobre como o nosso universo evoluiu, bem como as implicações para o futuro. Provocará, desafiará e deleitará os leitores, analisando os fundamentos mais básicos da existência de uma maneira totalmente nova. Por outro lado, o conhecimento de que o nosso Universo será bem diferente no futuro tem implicações profundas e afecta directamente como vivemos no presente.



Ondas e Meios Contínuos (2.ª Edição)

José Machado da Silva,
José Monteiro Moreira
e José Brochado de
Oliveira
U. Porto Editorial, 2017
ISBN:
978-989-746-115-6

Neste livro, na área da física clássica, são estudadas ondas em cordas, em membranas, em barras, ondas sonoras, ondas em fluidos e ondas eletromagnéticas. É feita uma introdução prévia às vibrações de partículas, fundamental na análise da fenomenologia das ondas. Capítulos sobre elasticidade, hidrostática, hidrodinâmica e eletromagnetismo, complementados com apêndices, mostram que o formalismo matemático subjacente é idêntico, introduzindo também uma física básica necessária para

uma melhor compreensão do fenómeno de propagação de ondas em meios físicos de diferente natureza. Problemas de dificuldade crescente são sugeridos no fim de cada capítulo; as respectivas soluções são apresentadas num dos últimos capítulos. O livro destina-se a alunos universitários de Ciências e Engenharia com conhecimentos sólidos de Análise Matemática.



Mecânica Quântica (2.ª Edição)

Pedro Bicudo, Pedro D. Sacramento,
Marco Cardoso, Marta M. Correia,
Samuel F. Martins,
Ricardo Monteiro, Miguel F. Paulos,
João Gomes Rosa, e Jorge E. Santos
IST - Instituto Superior Técnico, 2017
754 páginas
ISBN: 978-989-848-154-2

Os dados empíricos acumulados durante o final do século XIX e o princípio do século XX revelaram falhas fundamentais no conhecimento do modo como o mundo se comporta à escala microscópica. Dos esforços realizados por físicos como Planck, Bohr, Schrödinger, Heisenberg, Einstein, Dirac e outros, nasceu uma nova mecânica que rege o comportamento da matéria e da radiação.

Neste livro, agora numa segunda edição revista e aumentada, apresenta-se uma descrição desta teoria desde os fenómenos mais elementares até alguns temas mais complexos, perspetivando-os de um modo que estabeleça relações com assuntos mais modernos.

Os conceitos são profusamente ilustrados com exemplos e figuras, que facilitam a respetiva apreensão, especialmente para alunos que têm o primeiro contacto com estas matérias. No fim de cada capítulo, apresenta-se um conjunto de exercícios de dificuldade variável.

Sociedade Portuguesa de Física volta a estar representada na IUPAP

A 29.^a Assembleia Geral da União Internacional de Física Pura e Aplicada (IUPAP) decorreu em São Paulo, Brasil, de 11 a 13 de Outubro. Na reunião, as investigadoras Elvira Fortunato (Faculdade de Ciências e Tecnologia, Universidade Nova de Lisboa) e Isabel Godinho (Dep. Metrologia, Instituto Português da Qualidade) foram eleitas para as comissões, C8- Semicondutores e C2- Símbolos, Unidades, Nomenclatura, Massas Atómicas e Constantes fundamentais.



Elvira Fortunato (esquerda) e Isabel Godinho (direita).

Projeto MEDEA

No passado dia 17 de outubro de 2017, a Sociedade Portuguesa de Física e a empresa Redes de Energia Nacionais (REN) deslocaram-se à Escola Secundária Sebastião e Silva, Oeiras, para entregar os prémios à equipa vencedora da edição 2017 do Projeto MEDEA: os *World Wide Webers* (André Duarte, Pedro Sarmiento, Ana Monteiro, Maria do Carmo, Francisca Borges) e à professora acompanhante (Conceição Pedruco).

Entretanto, continuam abertas até dia 7 de Janeiro de 2018 as inscrições para a edição 2017/18 da competição.

Para mais informações: <http://medea.spf.pt/>



Entrega dos prémios à equipa vencedora da edição 2017 do Projeto MEDEA.

Rede Pêndulo Mundial em São Tomé

A Escola Portuguesa de São Tomé e Príncipe – Centro de Ensino e da Língua Portuguesa (EPSTP-CELP) detêm, desde o passado mês de setembro, um Pêndulo Mundial, que permitirá determinar a aceleração da gravidade na linha do equador. O feito resulta de uma parceria que envolve o Instituto Superior Técnico (IST), a Direção-Geral de Administração Escolar (DGAE), através da Direção de Serviços de Ensino e das Escolas Portuguesas no Estrangeiro (DSEEPE), e o Centro de Formação Profissional da Indústria Metalúrgica e Metalomecânica (CENFIM), e é apoiado pela Sociedade Portuguesa de Física e pela Sociedade Europeia de Física.

“O projeto do Pêndulo Mundial surgiu no âmbito do *e-lab*, o laboratório remoto do Departamento de Física, e da necessidade de termos distribuídos no nosso globo alguns pêndulos de alta precisão”, destaca o coordenador do projeto e docente do IST, o professor Horácio Fernandes.

A rede Pêndulo Mundial, a que agora esta escola pertence, ambiciona determinar em vários pontos do globo a “constante da gravidade” através duma constelação de pêndulos colocados em várias



Pêndulo mundial em São Tomé: calibração (esq.) e aspeto final (dir.)

latitudes e operados remotamente por qualquer pessoa através da internet. O *e-lab* do IST liderou todo o processo de organização, “fazendo simultâneas ações de formação para os professores de física e matemática do ensino básico e secundário”, como explica o coordenador do projeto. Esta rede permite desmistificar certezas absolutas em relação à homogeneidade da estabilidade, mostrando “que o peso das coisas varia segundo a latitude e portanto, o afamado $g=9,81$ só o é nas latitudes de Londres”, esclarece ainda o professor Horácio Fernandes.

Por outro lado, “os pêndulos são sistemas físicos com um enorme potencial de aprendizagem, quer na física quer na matemática e é sempre desafiante para as pessoas controlarem uma experiência remota a milhares de quilómetros”, reitera o coordenador do projeto. As conclusões que advêm desta rede serão importantes não só no campo do ensino, mas em outras áreas, como por exemplo na indústria aeroespacial, se não vejamos: de acordo com estas informações um foguetão que seja lançado de S. Tomé e Príncipe poderá levar cerca de mais 4 toneladas de carga para o espaço do que se for lançado com uma latitude como, por exemplo, a de Lisboa.

Para saber mais: ver o artigo “Pêndulo mundial” de Horácio Fernandes, *Gazeta de Física* 36(2), 26 (2013).

Res Gestae Amélia

Augusto Barroso

Há cerca de dois mil anos, quando o imperador Augusto morreu, o Senado de Roma mandou gravar

em duas colunas de bronze o resumo do seu curriculum: *RES GESTAE DIVI AUGUSTI*.

Hoje, o CV de qualquer cientista está gravado na nuvem e pode ser consultado em qualquer parte do mundo. Assim, não é difícil constatar que a Professora Amélia Maio é co-autora de mais de um milhar de artigos científicos que, no total, somam quase uma centena de milhar de citações. Desse milhar de artigos, dezanove ultrapassaram as quinhentas citações e quatro têm mais de mil citações cada um. É impressionante!

É claro que isto seria expectável tendo em conta a sua participação nas mais importantes experiências de Física de Partículas da segunda metade do século vinte. Ninguém ficará surpreendido se lhe dissermos que entre estes famosos artigos, está o da descoberta do Bóson de Higgs. Mas talvez o leitor se surpreenda se lhe disser que logo um dos seus primeiros trabalhos, publicado em Lovaina com o orientador da sua tese de doutoramento, foi um artigo importante.



Amélia Maio

Amélia Maio é uma mulher forte com aspeto frágil. Depois do seu regresso a Portugal, contribuiu para a criação de um grupo experimental de Física de Partículas. Começou, como muitos outros, por dar a sua força de trabalho em colaborações por essa Europa fora. Para esse trabalho, soube ir recrutando vários alunos, que dirigiu, orientou e ajudou, por vezes para além do domínio estritamente científico. Tudo isto seria mais do que suficiente para justificar a homenagem que os seus diretos colaboradores lhe prestaram, no passado dia 16 de outubro, por ocasião da comemoração dos vinte e cinco anos da Experiência ATLAS.

Ao liderar a participação portuguesa em ATLAS, Amélia Maio não se limitou a fornecer mão de obra para fazer simulação ou participar na recolha de dados. Fez muito mais. Ousou construir, em Portugal, equipamento para participar nessa experiência. Sem ter disponível uma infraestrutura de apoio, foi tecendo uma teia entre pessoas, universidades e até empresas, que lhe permitiu recrutar em cada caso os melhores para as tarefas que tinha assumido. Sem nunca pôr em causa as instituições e evitando o con-

fronto com os egos dominantes, foi caminhando. Avançou quando outros teriam desistido e não desistiu, mesmo quando as tarefas pareciam impossíveis. Foi isto o que a Amélia fez. Era isto que eu gravaria no bronze da sua *Res Gestae*.

Para mais informação: https://www.lip.pt/ATLAS_25/

Comunicado – Resultados da Prova de Aferição de Ciências Naturais e Físico-Química, 8.º ano de escolaridade

Os Resultados da Prova de Aferição de Ciências Naturais e Físico-Química do 8.º ano de escolaridade mostram que as aprendizagens que se esperariam estar a ser desenvolvidas não estão realmente a efetivar-se.

Para o facto de os resultados serem tão baixos (valores entre 33,4%, no domínio cognitivo superior, e 38,9%, no domínio cognitivo médio) podem ter contribuído os seguintes fatores:

- a calibração da própria prova, dado ser a primeira vez que se aplica uma prova desta natureza nestas áreas disciplinares;
- a natureza híbrida da prova (avaliação de duas disciplinas na mesma prova com grupos com itens de Físico-Química e de Ciências Naturais e alguns itens que mobilizam conhecimentos das duas áreas disciplinares), que não é conforme com as práticas de avaliação interna utilizadas na maioria das escolas;
- o envolvimento dos alunos na realização da prova, dado que estas áreas disciplinares não são sujeitas a nenhum tipo de avaliação externa neste ciclo de ensino.

Os Relatórios Individuais (RIPA) e os Relatórios de Escola (REPA), com informação qualitativa sobre o desempenho de cada aluno e de cada escola, respetivamente, desagregado por domínios de conteúdo e por domínios cognitivos, permitem identificar as fragilidades nos desempenhos dos alunos. Assim, considera-se que a informação gerada pela prova permite que possa ser utilizada para melhorar as aprendizagens. O facto de a prova ser realizada a meio do 3.º ciclo do ensino básico, no final do 2.º ano de Físico-Química num total de 3 anos, parece-nos uma boa opção, pois a análise dos resultados poderá potenciar a definição de ações concretas por parte dos alunos, dos professores e das escolas na processo de melhoria do ensino e da aprendizagem.

Para a melhoria das aprendizagens é essencial que o trabalho prático e o trabalho experimental estejam no centro do processo de ensino-aprendizagem, e para a melhoria da qualidade desses trabalhos é fundamental a formação contínua do corpo docente.

*Divisão de Educação da Sociedade Portuguesa de Física,
12 de outubro de 2017*



Serviços de apoio à

Organização de Conferências

Página web da conferência

Criação e manutenção
Alojamento em servidor
Conta e gestão de emails



Software de gestão online

Inscrições de participantes
Submissão e revisão de abstracts
Gestão de pagamentos



Secretariado

Facturação e contabilidade
Apoio logístico no evento
Interface com fornecedores



Divulgação e imagem

Posters, faixas, banners
Material de apoio
Divulgação por email / revista



Liberte-se da papelada. Desfrute da ciência.

Para mais informação contacte-nos:
www.spf.pt



Olimpíadas de Física

Toda a equipa Portuguesa premiada na Olimpíada Internacional de Física

A Olimpíada Internacional de Física decorreu em Yogyakarta, Indonésia, de 16 a 24 de julho. Participaram nesta competição para estudantes pré-universitários 395 jovens de 86 países. A Olimpíada, que já vai na 48.^a edição e cuja organização no próximo ano está a cargo de Portugal, consiste em duas provas: um longo e difícil exame teórico e uma desafiante prova experimental. Ambas exigem um nível de conhecimentos e competências muito superior ao dos programas do ensino secundário, exigindo por parte dos estudantes grande esforço e dedicação na preparação para o evento.

O vencedor absoluto desta olimpíada, que obteve a melhor classificação no conjunto dos dois testes, foi um estudante do Japão, Akihiro Watanabe. Este ano os problemas teóricos focaram-se principalmente em tópicos de Astrofísica e de Geofísica. Os estudantes responderam a questões complexas sobre “matéria escura” e a evolução do Universo e sobre os processos físicos envolvidos em terremotos e tsunamis, que frequentemente assolam o país anfitrião.

Os professores que acompanharam a delegação a Yogyakarta, Rui Travasso e João Carvalho, fazem um balanço positivo da prestação portuguesa: “A prestação global da nossa equipa foi boa, e todos os seus elementos obtiveram um merecido prémio.”

Os docentes da Universidade de Coimbra salientam que “a prova teórica abordava problemas relevantes e atuais da Física, mas que não são de todo abordados no secundário. A prova experimental foi muito longa e complexa, mas interessante, baseada num detetor magnético de terremotos. Não fora o árduo trabalho de preparação dos alunos ao longo do ano, nas suas escolas e nas sessões de decorreram na Universidade de Coimbra, estes prémios não teriam sido possíveis. Os professores também ajudaram na preparação dos alunos, nas escolas e fora do horário normal. A fraca exposição dos alunos à prática laboratorial no nosso ensino é uma desvantagem face a muitos países, exigindo um esforço adicional dos alunos na sua preparação”.

A lista dos estudantes portugueses é a seguinte:

- Alexandre Silva Marques Ribeiro da Eira (E.S. de Vergílio Ferreira, Lisboa), menção honrosa
- Heitor Munhoz Österdahl (Externato João Alberto Faria, Arruda dos Vinhos), menção honrosa
- Leonardo Pedroso Duarte (E.S. José Falcão, Coimbra), menção honrosa
- Luís Miguel Martins Costa e Silva (E.S. Aurélia de Sousa, Porto), menção honrosa
- Nuno Miguel Ferreira Campos (E.S. de Santa Maria da Feira), menção honrosa



Equipa portuguesa na XLVIII Olimpíada Internacional de Física IPhO'2017, Yogyakarta, Indonésia. Da esquerda para a direita: Rui Travasso (*team-leader*), Nuno Miguel Ferreira Campos, Luís Miguel Martins Costa e Silva, Alexandre Silva Marques Ribeiro da Eira, Leonardo Pedroso Duarte, Heitor Munhoz Österdahl, José António Paixão, João Carlos Carvalho (*team-leader*) e Fernando Nogueira (observador e *co-chairman* da IPhO2018).

Em 2018 a Olimpíada Internacional de Física decorrerá em Lisboa, de 21 a 29 de julho.

Muitas medalhas na participação de Portugal na XXII Olimpíada Ibero-americana de Física

Portugal conquista em Arménia, na Colômbia, uma medalha de ouro, duas medalhas de prata e uma medalha de bronze

A equipa portuguesa, constituída por quatro estudantes, que se apresentou em Arménia, na Colômbia, para com-

petir na XXII Olimpíada Ibero-americana de Física, foi premiada com uma medalha de ouro, duas medalhas de prata e uma medalha de bronze. Assim, foi igualado o melhor resultado de sempre das participações portuguesas nestas olimpíadas.

A XXII Olimpíada Ibero-americana de Física decorreu de 17 a 23 de setembro, colocando em competição 67 estudantes finalistas do ensino secundário de 19 países. No final de duas longas e difíceis provas de Física (uma prova teórica e uma prova experimental), o vencedor foi um estudante do Brasil.

O *team-leader* que acompanhou a delegação à Colômbia, Rui Travasso, faz um balanço extremamente positivo da prestação portuguesa: “É um resultado brilhante. Todos os estudantes foram premiados, obtivemos uma medalha de ouro, e superámos o alto nível de prestação que a equipa portuguesa nos tem habituado nos últimos anos.”

O docente da Universidade de Coimbra destaca que “as provas deste ano eram bastante mais desafiantes do que nos anos anteriores, focando-se em tópicos de eletromagnetismo, mecânica, termodinâmica e hidrostática. Noto em particular o bom desempenho na prova experimental, que os próprios alunos atribuíram ao trabalho de preparação realizado ao longo do ano no Departamento de Física da Universidade de Coimbra assim como ao acompanhamento muito próximo dos seus professores de física no ensino secundário”.

A lista dos estudantes portugueses premiados é a seguinte:

- Medalha de Ouro: Duarte Luís Maia Nascimento (E.S. da Amadora, Amadora)
- Medalha de Prata: Raul Pombo Monteiro (E.S. Nuno Álvares, Castelo Branco)
- Medalha de Prata: José Diogo da Costa Jesus (E.S. da Mealhada, Mealhada)
- Medalha de Bronze: Manuel Domingues Brandão (Agrupamento de Escolas D. Maria II, Braga)



Da esquerda para a direita Manuel Brandão, Raul Monteiro, Duarte Nascimento, José Jesus, Rui Travasso (*team leader*)

As Olimpíadas de Física são uma atividade promovida pela Sociedade Portuguesa de Física com o patrocínio do Ministério da Educação e Ciência, da Agência Ciência Viva e da Fundação Calouste Gulbenkian. O treino da equipa decorreu no Departamento de Física da Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra, integrado nas atividades da escola Quark! de Física que neste ano foi suportado inteiramente pelo Departamento de Física da Universidade de Coimbra.



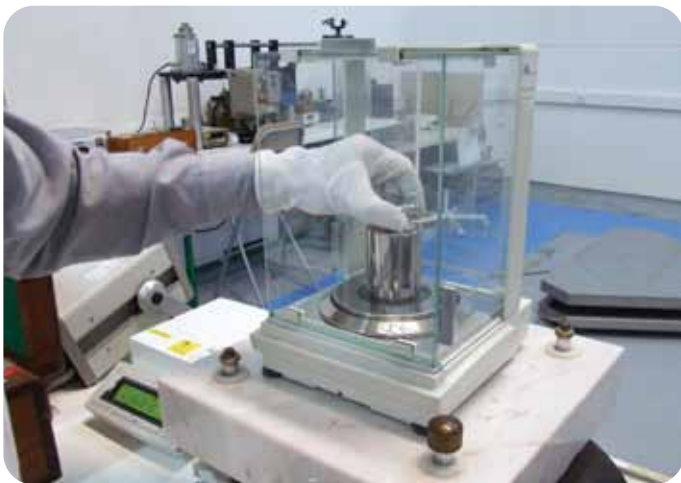
SERVIMETRO

SERVIÇOS DE METROLOGIA

Laboratório de calibração e Ensaio acreditado desde 2000, primeiro pelo IPQ e depois pelo IPAC.

CALIBRAÇÕES (Âmbito Acreditado)

- Análise Química
- Dimensional
- Força
- Massa
- Momento
- Óptica
- Pressão
- Temperatura e humidade
- Tempo e Frequência
- Velocidade e Aceleração



ENSAIOS (Âmbito Acreditado)

- Características metrológicas e funcionais (Metrologia Legal)
- Equipamentos e instalações para controlo ambiental e climático
- Maquinaria e equipamentos mecânicos
- Materiais de engenharia, maquinaria, estruturas e produtos

Um laboratório qualificado e focado na criação de valor para as suas partes interessadas.



INSTITUTO DOM LUIZ

Ciências da Terra desde 1853

Energia Renovável
Continentes, Ilhas e Manto
Atmosfera, Oceanos e Clima
Geologia Marinha e Geofísica
Processos Superficiais e Costeiros

ESCOLAS DOUTORAIS

EARTHSYSTEMS

Lisbon Doctoral School on Earth System Science

MIT Portugal

Sustainable Energy Systems



FCT PhD
PROGRAMMES



Ciências
ULisboa

idl@fc.ul.pt

idl.campus.ciencias.ulisboa.pt