

## Aspectos sobre os métodos de refração sísmica

S. Neves<sup>1\*</sup>, J. F. Borges<sup>2</sup>, B. Caldeira<sup>2</sup>, P. Moita<sup>3</sup>, J. Pedro<sup>4</sup> & R. Boaventura<sup>5</sup>

© Associação Portuguesa de Geólogos



**Resumo:** Os métodos de interpretação de refração sísmica têm vindo a ser desenvolvidos ao longo dos anos em paralelo com o aumento da capacidade de cálculo numérico. Inicialmente, foi desenvolvido o método tempo de intercepção, seguido por outros métodos mais robustos. A refração sísmica tem sido aplicada em diversas áreas, nomeadamente em engenharia civil, ambiente, prospecção de petróleo, e arqueologia. Neste artigo são avaliados os resultados obtidos por alguns métodos, nomeadamente, o método tempo de intercepção, Plus-Minus, GRM e tomografia sísmica. Demonstra-se que é possível aplicar todos os métodos, dependendo unicamente do grau de exigência do objectivo, que pode passar pelo nível de resolução, ter em conta ou não a variabilidade lateral de velocidade, ou o tempo de realização das tarefas tanto em campo e como no processamento. São ainda apresentadas as vantagens e desvantagens para cada método bem como alguns pormenores de processamento e técnicas de aquisição de dados no campo.

**Palavras-chave:** Geofísica, Refração Sísmica, Tomografia Sísmica.

**Abstract:** *The refraction methods have been developed over the years in parallel with increasing numerical computation. Initially, intercept time method was developed, followed by other more robust methods. Seismic refraction has been applied in several areas, particularly in civil engineering, environment, oil drilling and archaeology. This article reviews the results obtained by other methods, namely intercept time, plus-minus GRM and seismic tomography. It demonstrates that it is possible to apply all methods, depending solely on the degree of the objective requirement: such as the level of resolution taking into account whether or not lateral the variability of seismic P waves velocity, or the completion time of tasks both in the field as in processing. Also presents the advantages and disadvantages for each method and some details of data processing and acquisition techniques in the field.*

**Keywords:** *Geophysics, Seismic Refraction Survey, Seismic Tomography.*

<sup>1</sup> Universidade de Évora, Centro de Geofísica de Évora, Laboratório Hercules, Rua Romão Ramalho n.º 59, Évora

<sup>2</sup> Universidade de Évora, Centro de Geofísica de Évora, Departamento de Física, ECT, Rua Romão Ramalho n.º 59, Évora

<sup>3</sup> Universidade de Évora, Laboratório Hercules, Departamento de Geociências, ECT, Rua Romão Ramalho n.º 59, Évora

<sup>4</sup> Universidade de Évora, ICT-Instituto Ciências da Terra, Departamento de Geociências, ECT, Rua Romão Ramalho n.º 59, Évora

<sup>5</sup> UNIARQ, Centro de Arqueologia da Universidade de Lisboa

\*autor correspondente: samuel\_lagoa@hotmail.com

### Introdução

A refração sísmica é um método de quantificação de algumas propriedades físicas do interior da Terra através de medidas indiretas de certos parâmetros. Neste artigo a propriedade que se caracteriza é a velocidade das ondas sísmicas P (também designadas por ondas volúmicas compressionais). Estas ondas são geradas artificialmente através de fontes sísmicas, e as vibrações do terreno por estas produzidas são detectadas e registadas à superfície por geofones, ligados a um equipamento de aquisição designado por sismógrafo, sendo posteriormente sujeitas a interpretação. O estudo das ondas sísmicas P através do método de refração sísmica permite estimar a estratigrafia geológica do local de estudo, sendo possível determinar a espessura de cada camada e as respectivas velocidades das ondas sísmicas P. O estudo da propagação das ondas sísmicas necessita de uma fonte sísmica que pode ser natural (sismos) ou artificial (martelo, vibrações induzidas pelo ambiente, AWD (*Acelerated weight drop*), espingarda sísmica ou explosivos). A dimensão do modelo de velocidades obtido a partir das ondas P (quer em comprimento, quer em profundidade) depende do comprimento do *array*, pois as ondas que penetram mais profundamente no meio, são aquelas registadas nos geofones localizados nos extremos do *array*.

A fonte sísmica pode ser alterada mediante o objectivo do trabalho. Para *arrays* de grande comprimento é necessária uma fonte sísmica energética, como o caso de fontes sísmicas AWD ou explosivos. Estas fontes introduzem um maior impacto

no solo, de modo que a onda sísmica percorra todo o *array* e seja registada de forma clara em todos os geofones. Para *arrays* de pequenas dimensões (< 60 m) normalmente é utilizado o martelo ou espingarda sísmica, pois a energia requerida é menor.

A propagação das ondas sísmicas P obedece à lei de Snell-Descartes, segundo a qual, quando uma onda sísmica encontra uma interface que separa dois meios com velocidades diferentes, vai originar ondas reflectidas e transmitidas. Quando uma onda passa de um meio com menor velocidade para um meio com maior velocidade (o que frequentemente ocorre no interior da Terra), existe um ângulo de incidência para o qual o ângulo de transmissão é de  $90^\circ$ . Nestas condições, a incidência é designada por incidência crítica e a propagação da onda sísmica ocorre ao longo da interface de separação entre os dois meios. A este ângulo designa-se de ângulo crítico ( $i_c$ ), podendo ser obtido pela seguinte equação:  $\sin i_c = V_1/V_2$ . Sendo que  $V_1$  representa a velocidade das ondas sísmicas P na camada superior (camada 1), enquanto  $V_2$  representa a velocidade das ondas sísmicas na camada inferior (camada 2). Quando os ângulos de incidência são maiores que  $90^\circ$  não existe raios transmitidos. Note-se que a aplicação prática desta lei obriga a que as velocidades das ondas sísmicas têm que ser necessariamente crescentes em profundidade, o que representa uma limitação deste método para os casos em que existem camadas de baixa velocidade. Por outro lado, a aplicação deste método implica que existam contrastes significativos entre as velocidades das diferentes camadas.

A primeira onda a ser registada pelos geofones é designada de onda directa, e corresponde à onda que viaja entre a fonte sísmica e os geofones através da camada superficial. Enquanto as outras ondas são designadas de ondas refractadas. A lei de Snell-Descartes mostra que existe uma incidência crítica para a qual a onda refractada viaja ao longo da interface com velocidade do meio inferior (velocidade mais elevada). Esta energia retorna à superfície através das ondas refractadas criticamente.

Com base nestes princípios físicos foram desenvolvidas metodologias que permitem determinar a velocidade de propagação das ondas sísmicas P, e espessura das diferentes camadas que compõem o subsolo. Pretende-se com este trabalho comparar os resultados de várias metodologias de refração sísmica, nomeadamente, tempo de intercepção (Redpath, 1973), *Plus-Minus* (Hagedoorn, 1959), *Generalized Reciprocal Method* – (Palmer, 1980) e tomografia de

refração sísmica (Seehan *et al.*, 2005; Lecomte *et al.*, 2000; Watanabe *et al.*, 1999; Schuster & Quintus-Bosz, 1993). De seguida serão apresentados alguns aspectos teóricos em que se baseiam os quatro métodos referidos, posteriormente, são apresentadas aplicações dos métodos em estudo a um caso de estudo, o caso da anta do Belo, localizada na região de Monforte, onde foram realizados 3 *arrays*. Finalmente, são apresentadas as comparações dos resultados dos diferentes métodos e conclusões do trabalho.

## 2. Aspectos teóricos dos métodos de interpretação de refração sísmica

Os métodos de interpretação de refração sísmica baseiam-se na determinação dos tempos de chegada das ondas sísmicas (Redpath, 1973), ou na determinação da propagação da frente de onda que obedece ao Princípio de Huygens. A maioria dos métodos de interpretação de refração sísmica baseia-se na determinação dos tempos de chegada das ondas sísmicas, visto que esta metodologia requer menor esforço computacional, enquanto a outra metodologia requer maior esforço computacional, devido ao nível de complexidade das equações físicas e dos algoritmos envolvidos.

Os métodos de interpretação de refração sísmica têm vindo a evoluir com o aumento progressivo da capacidade de computação numérica. Inicialmente, August Schmidt em 1888, apresentou o gráfico que representa o tempo de chegada das ondas sísmicas em função da distância ao receptor. Em 1899, G. K. Knott, apresentou a teoria sobre a propagação das ondas sísmicas nas interfaces entre camadas, e em 1910, A. Mohorovicic verificou que as ondas sísmicas P e S têm diferentes fases de onda. Para além deste facto, ele postulou que a velocidade de propagação das ondas sísmicas aumenta em profundidade. Com base nestes princípios foi desenvolvido o método tempo de intercepção, que parte do princípio que o subsolo é composto por camadas planas e paralelas. Os conceitos teóricos onde este método se baseia foram posteriormente apresentados por Redpath, 1973. Posteriormente, foram desenvolvidos os métodos *Plus-Minus* (Hagedoorn *et al.*, 1959) e GRM (Palmer, 1980), que utilizam os tempos recíprocos (tempos de chegada a um dado receptor dos tiros directo e inverso) e se adaptam a refractores irregulares.

Actualmente, a tomografia de refração sísmica (Seehan *et al.*, 2005; Lecomte *et al.*, 2000; Watanabe

*et al.*, 1999; Schuster & Quintus-Bosz, 1993), apesar de apresentar maior complexidade na fase de aquisição e interpretação de dados, tem vindo a ser cada vez mais utilizada pela à sua versatilidade e capacidade de representar com maior precisão e realismo os modelos geológicos, oferecendo, deste modo, maiores possibilidades de interpretação (Palmer, 2010; Mendes *et al.*, 2008, Mari *et al.*, 2012).

### Tempo de intercepção

O presente método baseia-se na determinação dos tempos de propagação das ondas sísmicas no terreno. Onde, através da Lei de Snell-Descartes e de relações trigonométricas é possível estimar a velocidade de propagação das ondas sísmicas nas diferentes camadas, bem como as respectivas espessuras, correspondente a um modelo de interface horizontal plana. Para obter o modelo de velocidades é necessário representar em gráfico os tempos de chegadas das ondas sísmicas  $P$  em função da distância aos receptores, sendo esta representação designada por gráfico  $T-X$  ou dromocrónica. Este gráfico é composto por segmentos de recta após a regressão linear, e a velocidade é determinada para cada segmento de recta, pelo inverso do declive, sendo que o número de camadas é dado pelo número de segmentos de recta.

O tempo de intercepção ( $T_i$ ) é a ordenada na origem da recta cujo declive é  $1/V_2$  (a figura I ilustra a situação de um modelo de velocidades composto por duas camadas planas e paralelas, uma superficial e uma semi-infinita). Este parâmetro indica a chegada da onda refractada proveniente da camada inferior. Note-se que, para este caso em particular, só é necessário realizar um tiro, dado que o modelo de velocidades é discreto, plano e paralelo.

A espessura da camada superficial ( $z_1$ ) é dada pela seguinte equação:

$$Z_1 = T_i V_1 / (2 \cos(\sin^{-1} V_1 / V_2)),$$

onde,  $T_i$  é o tempo de intercepção, em segundos,  $V_1$  é a velocidade de propagação das sísmicas na camada 1 e  $V_2$  é a velocidade de propagação das ondas sísmicas na camada 2, em m/s. A camada 2 representa o meio semi-infinito, razão pela qual não apresenta espessura finita.

O modelo de várias camadas com interface horizontal plana é uma generalização do modelo

anterior. Neste modelo, o número de segmentos de recta é igual ao número de camadas (Fig. 2(a)). O segmento de recta que se encontra junto à posição do tiro, representa a camada superficial (velocidade baixa), enquanto o segmento de recta que se encontra mais longe da posição do tiro representa a camada mais profunda (velocidade mais elevada). A espessura da camada 1 é dada por:

$$z_1 = T_i V_1 / (2 \cos(\sin^{-1} V_1 / V_2))$$

enquanto para as camadas 2 e 3 são dadas por:

$$z_2 = \Delta T_2 V_2 / (2 \cos(\sin^{-1} V_2 / V_3)) \text{ e,}$$

$$z_3 = \Delta T_3 V_3 / (2 \cos(\sin^{-1} V_3 / V_4)),$$

em que:

$$\Delta T_2 = T_{i3} - T_{i2} \text{ e,}$$

$$\Delta T_3 = T_{i4} - T_{i3},$$

Onde  $T_{ij}$  é o tempo de intercepção relativo ao segmento de recta  $j$ .

Para avaliar a inclinação da interface entre camadas é necessário realizar dois tiros, sendo estes posicionados nas extremidades do *array*. O primeiro tiro é designado de tiro directo, enquanto o tiro realizado na extremidade oposta é designado de tiro inverso. Se os tempos de intercepção do tiro directo ( $T_{i,DIR}$ ) e do tiro inverso ( $T_{i,INV}$ ), são iguais, a interface é horizontal plana (modelo original), caso contrário, a interface entre camadas é inclinada, sendo o seu declive calculado por:

$$\gamma = \frac{1}{2} \left[ \sin^{-1} \left( \frac{V_1}{V_{2,DIR}} \right) - \sin^{-1} \left( \frac{V_1}{V_{2,INV}} \right) \right],$$

onde  $V_1$  é a velocidade da camada 1, obtida pela média entre a velocidade aparente  $V_{1,DIR}$  e  $V_{1,INV}$ . Quando  $V_{1,DIR}$  e  $V_{1,INV}$  são diferentes, existe variação lateral de velocidade. Este método omite essa informação, atribuindo assim, uma velocidade média à camada superficial.  $V_{2,DIR}$  é a velocidade aparente da camada 2 obtida do tiro directo, enquanto  $V_{2,INV}$  é a velocidade aparente da camada 2 obtida do tiro inverso. As velocidades aparentes são determinadas a partir do gráfico  $T-X$  pelo inverso do declive do segmento de cada recta, após regressão linear aos tempos de chegada das ondas sísmicas (Fig. 2 (b)). Após a determinação das velocidades aparentes e do declive

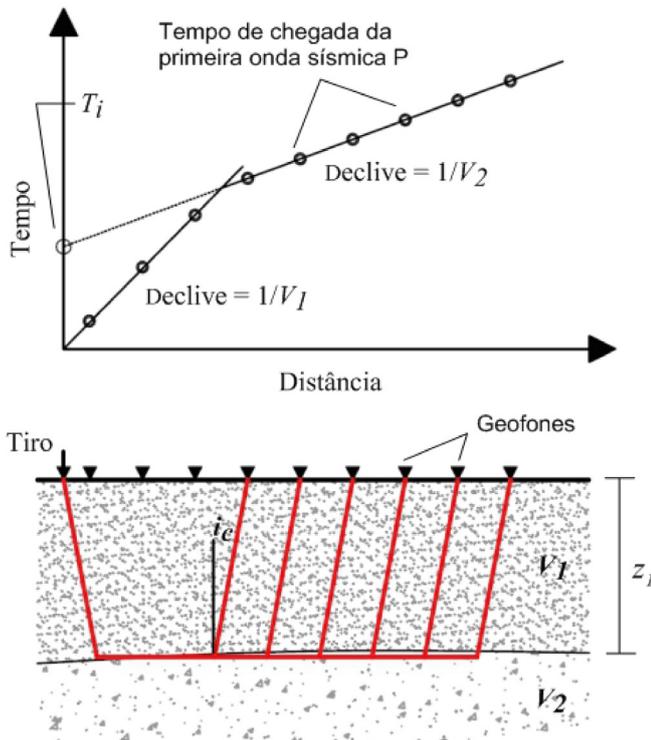


Figura 1 – Modelo de velocidades de duas camadas com interface horizontal plana.

Figure 1 – Velocity model for two flat horizontal layers.

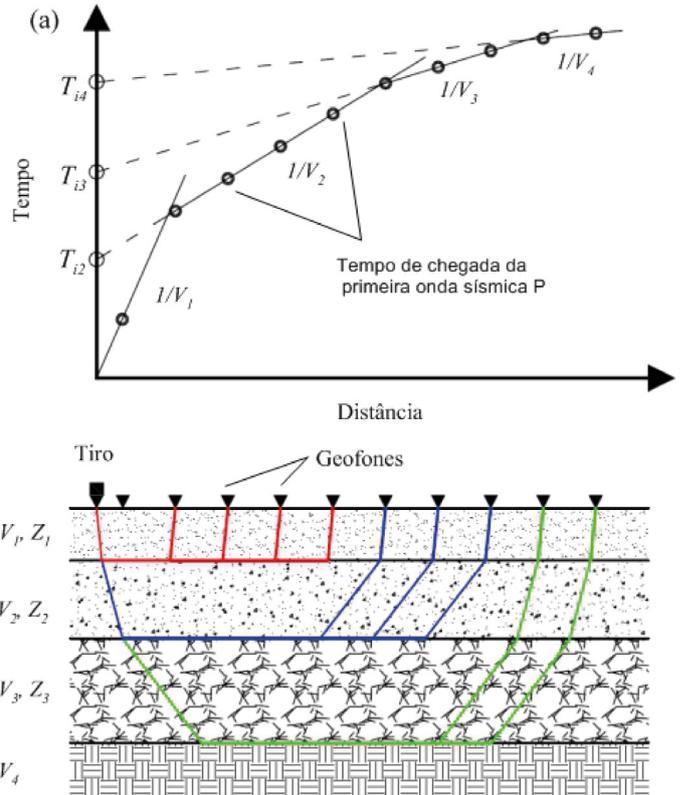


Figura 2 – a – Modelo de várias camadas com interfaces horizontais planas.

Figure 2- a - Velocity model for several flat horizontal layers.

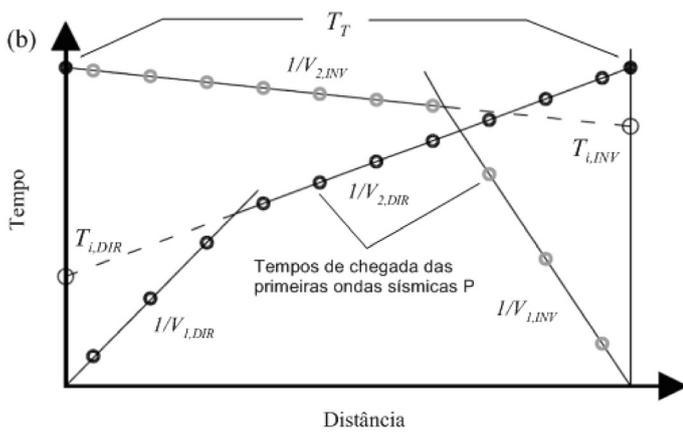
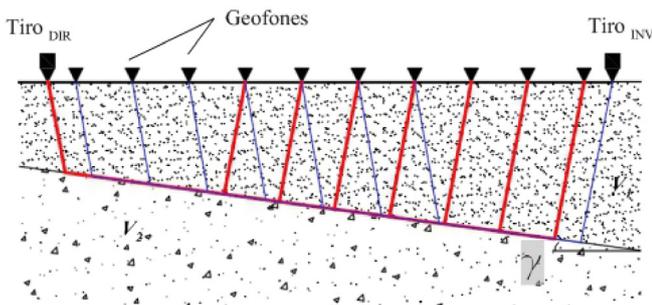


Figura 2 – b - Modelo de 2 camadas com interface plana inclinada.

Figure 2- b - Velocity model of two layer with flat dip interface.



da interface, a velocidade da camada 2 é dada por:

$$V_2 = \frac{2V_{2,INV}V_{2,DIR}}{V_{2,INV} + V_{2,DIR}} \cos \gamma$$

Note-se que na equação anterior, a velocidade de propagação das ondas sísmicas tem em conta a inclinação da interface entre camadas. Ao ter-se em conta a inclinação, o percurso das ondas sísmicas é adequado ao modelo teórico de velocidades de camadas com interface inclinada.

## 2.2 Plus-Minus

O método *Plus-Minus* foi desenvolvido por Hagedoorn (1959) e baseia-se nos princípios físicos do método anterior. Hagedoorn (1959) introduziu um novo conceito na metodologia original, designado, tempo de atraso (*Delay times*). Este conceito permite calcular a variação da velocidade ao longo do *array* com base nos dados obtidos através de dois tiros realizados nas extremidades do mesmo. E assim, é possível estimar as velocidades das ondas sísmicas bem como a espessura de cada camada por debaixo de cada geofone. É comum, neste método utilizar-se dois tiros afastados ( $Tiro_{O,DIR}$  e  $Tiro_{O,INV}$ ), isto é, a contabilizar de cada extremidade, os tiros são posicionados a metade do comprimento do *array* (Fig. 3). Estes tiros possibilitam a utilização da metodologia *Phantom Arrival* (Hagedoorn, 1959), permitindo assim, aferir com maior precisão a velocidade do meio semi-infinito bem como a profundidade do mesmo. A Figura 3 apresenta o esboço do referido *array*, sendo  $L$  o comprimento do *array*,  $d_1$  é a distância entre o tiro directo (ponto A) e o primeiro geofone, e  $d_x$  é o afastamento entre geofones.

O tempo de atraso calculado no tiro A ( $DT_A$ ) é definido pela diferença temporal entre o trajecto AB e o trajecto A'B, resultando a seguinte equação:

$$\Delta T_A = AB/V_1 - A'B/V_2$$

Ao se relacionarem os tempos dos trajectos com a espessura da camada ( $z_A$ ), obtém-se:

$$\Delta T_A = z_A / (V_1 \cdot \cos i_c) - (z_A \tan i_c) / V_2,$$

em que o parâmetro  $i_c$  é o ângulo crítico, e  $V_1$  e  $V_2$  são as velocidades das ondas sísmicas P para as camadas 1 e 2, respectivamente.

Para calcular o tempo de atraso para o caso do geofone na posição D ( $DT_D$ ), é necessário determinar os tempos de propagação das ondas sísmicas entre os pontos ABFG, ABCD, e GFED. Na figura 4 são apresentados todos os parâmetros intervenientes no cálculo, nomeadamente, o tempo total de propagação da onda sísmica ( $T_T$ ), o tempo que a onda sísmica demora a percorrer o meio entre o tiro G e o geofone D ( $T_{GD}$ ), e o tempo que a onda sísmica demora a percorrer o meio entre o tiro A e o geofone D ( $T_{AD}$ ). Os restantes parâmetros foram referidos nos pontos anteriores.

Aplicando o método *Plus* obtém-se o atraso para o geofone na posição D,

$$\Delta T_D = (T_{AD} + T_{GD} - T_T) / 2,$$

Este procedimento é realizado para os restantes geofones. De seguida, é determinada a velocidade das ondas sísmicas para cada camada do modelo de velocidades através do método *Minus*. Ou seja, a velocidade da primeira camada é dada pela onda directa (através do declive do primeiro segmento de recta após regressão linear ( $I/V_1$ )). As velocidades das restantes camadas são obtidas através do parâmetro:  $T_{SD} - T_{SD}$ . Isto é, são representadas as diferenças entre os tempos de chegada das ondas sísmicas provenientes do tiro directo e inverso ( $Tiro_{DIR}$  e  $Tiro_{INV}$ ), para o geofone D, sendo posteriormente realizada a mesma tarefa para os restantes geofones. O número de segmentos de recta é igual ao número de camadas. Note-se que, a variação do declive dos segmentos de recta reflecte a variação lateral da velocidade do meio.

Obtidos todos os tempos de atraso segundo o método *Plus*, e as velocidades bem como o número de camadas através do método *Minus*, é possível estimar a espessura perpendicular com a interface das camadas ( $z_i$ ) através da seguinte equação:

$$\Delta T_D = \frac{z_D \sqrt{V_2^2 - V_1^2}}{V_2 V_1}$$

No presente artigo é apresentado um modelo definido por duas camadas. No entanto, esta metodologia permite caracterizar mais do que duas camadas. Note-se que a maior limitação deste método deve-se a curvatura da interface entre duas camadas, que deve

ser pequena comparada com a profundidade, e a inclinação da interface deve ser menor que 10 graus.

### 2.3 GRM

O método *Generalized Reciprocal Method*, vulgarmente conhecido por GRM foi desenvolvido por Palmer (1980). O desempenho deste método tem sido estudado por alguns autores (Seisa, 2007; Leung, 2003, 1995; Sjorgen, 2000; Whiteley, 2006), onde avaliam o parâmetro distância óptima XY (distância entre pares de geofones para a qual as ondas sísmicas emergem do mesmo ponto refractor) e as suas implicações no modelo de velocidades final.

O GRM avalia os tempos de propagação obtidos por um par de geofones afastados a várias distâncias entre si (XY=0,2,4,... (metros)), enquadrados dentro do *array* (Fig. 5). Esta análise é realizada através da função de análise de velocidade:

$$T_V = (T_{AY} - T_{BX} + T_{AB})/2,$$

onde  $T_{AY}$  representa o tempo que a onda sísmica demora a percorrer o meio entre o ponto A (posição do tiro directo) e o ponto Y (geofone Y),  $T_{BX}$  representa o tempo que a onda sísmica demora a percorrer o meio entre o ponto B (posição do tiro inverso) e o ponto X (geofone X).  $T_{AB}$  é o tempo que a onda sísmica demora a percorrer entre a posição do tiro directo (A) e a posição do Tiro inverso (B), designando-se também por tempo total. Assim, o resultado da função de análise de velocidade é um conjunto de funções  $T_V$  que variam segundo os valores atribuídos ao parâmetro XY. Os valores atribuídos ao parâmetro XY variam entre o espaçamento entre geofones e o comprimento do *array*. Ao representar-se todas as funções no gráfico que relaciona o tempo com a distância ao receptor, torna-se possível avaliar qual o parâmetro XY óptimo para proceder ao próximo passo no

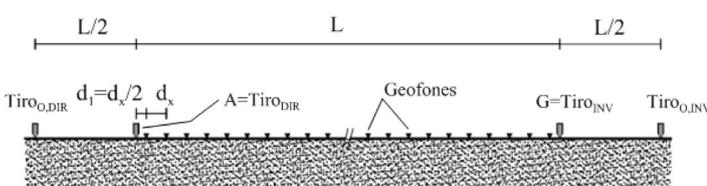


Figura 3 – Disposição dos tiros no array.  
Figure 3 – Shots displacement inside of array.

processamento. Segundo Seisa (2007), o parâmetro XY óptimo é aquele que apresenta a função de análise de velocidade com o declive mais suave. As velocidades aparentes ( $V'$ ) são determinadas através dos declives da função de análise de velocidade.

De seguida, são obtidas as funções tempo-distância para o mesmo conjunto de pares de geofones (XY) utilizados na análise anterior:

$$T_G = (T_{AY} + T_{BX} - T_{AB} - (XY/V'))/2.$$

A função  $T_G$  óptima é identificada pela maior irregularidade do declive, isto é, entre todas as funções de tempo-distância definidas pelo conjunto de valores arbitrados XY, aquela que ter o declive mais acidentado é a função óptima.

Escolhido o parâmetro óptimo XY através da função de análise de velocidades e da função tempo-distância, de seguida é calculada a velocidade média entre a superfície do terreno e a camada refractada através da equação:

$$\bar{V} = \sqrt{(V'^2 XY)/(XY + 2T_G V')}$$

A espessura de cada camada por debaixo de cada geofone é dada por:

$$z = T_G \bar{V} V' / \sqrt{V'^2 - \bar{V}^2}$$

A figura 5 apresenta um esquema sobre os trajectos das ondas sísmicas avaliados pelo método GRM.

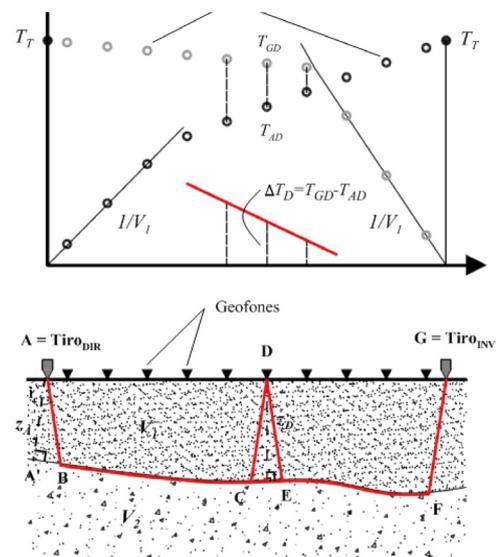


Figura 4 – Trajectos dos raios sísmicos através do método Plus-Minus.  
Figure 4 – Seismic raypath from Plus-Minus method.

## 2.4 Tomografia de refração sísmica

Com o aumento da capacidade de cálculo e a evolução dos métodos de interpretação, a tomografia sísmica de refração tem vindo a ser cada vez mais utilizada como alternativa aos métodos tradicionais. Ao contrário dos métodos descritos anteriormente, este método não se baseia em modelos estratificados, mas sim, em modelos em que se assumem gradientes de velocidades, permitindo assim, determinar as variações laterais e em profundidade de velocidade. Trata-se, portanto, de uma vantagem relativamente a aos métodos anteriores.

A tomografia sísmica permite estimar o modelo de velocidades das ondas sísmicas determinando os tempos de propagação das ondas sísmicas, através da resolução da equação *eikonal* (Schuster *et al.*, 1993) por diferenças finitas (Lecomte & Podvin, 2000). O método da tomografia sísmica requer o maior número de tiros, dado que, no processo de inversão do modelo de velocidades, são requeridos muitos dados, já que o número de parâmetros a inverter para a obtenção do modelo de velocidades é muito superior aos dos métodos anteriores, e depende da resolução do modelo de velocidades que se pretende obter. O processamento inicia-se com a tarefa comum a todos os métodos de refração sísmica, determinação dos tempos de chegada das primeiras ondas sísmicas. De seguida, é calculado o modelo de velocidades inicial. Existem diferentes métodos para gerar um modelo de velocidade inicial, sendo mais utilizado o método do gradiente vertical de velocidade (Seehan, 2005), ou os métodos *Plus-Minus* (Hagedoorn, 1959), GRM (Palmer, 1980), ou VIRT (*Visual interactive ray trace*) (Whiteley, 2004). Neste artigo é utilizado o método gradiente vertical de velocidade para obter o modelo inicial. Após a determinação do modelo inicial de velocidades, os trajetos das ondas sísmicas são obtidas considerando a primeira

zona de Fresnel. A primeira zona de Fresnel é definida por um elipsóide concêntrico que define o volume do padrão de radiação, e se existir obstáculos entre o emissor e o receptor, os sinais apresentam uma defasagem de 0 a 180 graus. (Watanabe, 1999). Em cada iteração, os erros temporais são utilizados para ajustar o modelo de velocidade, minimizando as diferenças entre os tempos calculados e os observados. Note-se que nem sempre o menor erro significa o resultado melhor, por isso, deve-se sempre confrontar o modelo obtido com o conhecimento existente acerca da geologia, e se possível, utilizar outros métodos, tais como, sondagens, ou outros métodos geofísicos apropriados.

A inversão tomográfica é realizada através de um programa computacional, no qual se tem em conta a posição dos tiros e geofones, a topografia, os tempos de chegada observados das ondas sísmicas, o modelo inicial de velocidades, entre outros parâmetros que controlam o processo de inversão. O tempo de computação aumenta com o aumento de dados. Neste artigo foi utilizado o programa Rayfract (Rayfract, 2001) para realizar o tratamento tomográfico de refração sísmica.

Atualmente, existem vários estudos sobre o melhoramento dos resultados da inversão dos dados de refração sísmica, quer ao nível da introdução de modelos *a priori* mais detalhados, quer ao nível da melhoria dos algoritmos de inversão.

A maioria dos métodos de inversão só tem em conta os tempos de chegadas das ondas sísmicas, o que possibilita obter resultados num curto intervalo de tempo e não incluem o conteúdo espectral nem a forma de onda na inversão dos dados. A não utilização de informação mais completa que é possível extrair dos dados prende-se essencialmente com a complexidade dos algoritmos necessários para incluir esses dados, e com o aumento do tempo de computação necessário para os processar.

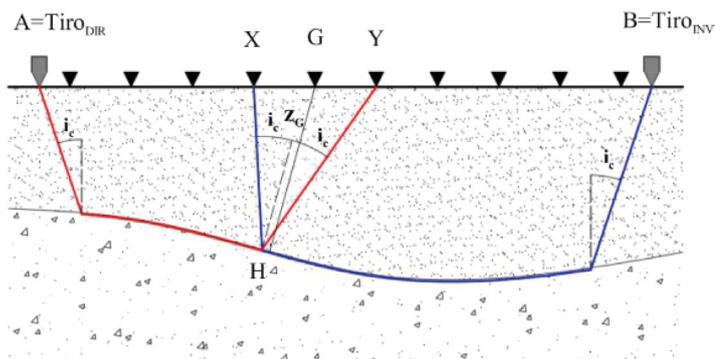
## 3. Comparação dos métodos de interpretação de refração sísmica

### 3.1 Enquadramento geral

Foram realizados na propriedade do Belo em Monforte, concelho de Portalegre, 3 arrays de refra-

Figura 5 – Trajecto dos raios sísmicos segundo o método GRM.

Figure 5 – Seismic raypath from GRM method.



ção sísmica com objectivo de comparar os resultados obtidos através dos métodos de refração sísmica descritos no ponto anterior. Foram utilizados 3 *arrays* com 42 geofones (L1, L2, e L3), que detectam as vibrações verticais do terreno, com frequência própria de 45 Hz, espaçados de 50 cm entre si. Os *arrays* L2 e L3 estão separados de 3,0 e 6,0 m em relação ao *array* L1, respectivamente. Como fonte sísmica foi empregue um martelo de cerca de 9 kg. Foram realizados um total de 17 tiros por linha ( $n^{\circ}$ . de tiros adequados aos diferentes métodos empregues), sendo o primeiro tiro realizado a 25 cm do primeiro geofone, e depois os seguintes 14 tiros foram espaçados a 1,50 m em relação ao anterior, até alcançar o tiro 15 na posição 21,00 m. Os últimos dois tiros foram realizados a 10,50 m das extremidades do *array* (tiros afastados). A figura 6 apresenta a disposição do equipamento no terreno, sendo que L representa o comprimento do *array*,  $T_1$  é a posição do tiro 1,  $T_{O_1}$  é a posição do tiro afastado 1 em relação ao *array*,  $d_1$  é a distância entre o tiro 1 e o primeiro geofone,  $d_x$  é o afastamento entre geofones. Os *arrays* estão alinhados de Sul para Norte, sendo apresentados mais pormenores do seu posicionamento global no capítulo seguinte.

O sismógrafo é da marca PASI e modelo ANTEO. A taxa de amostragem foi de 0,250 ms, e a janela temporal de registo foi de 120 ms. Este equipamento permite digitalizar o sinal junto de cada geofone e a transmissão dos dados entre geofone e sismógrafo é feita em formato digital, evitando-se as inerentes interferências e contribuindo, deste modo, para a obtenção de formas de onda com boa razão sinal/ruído.

### 3.2 Enquadramento geológico e topográfico

A área de Monforte localiza-se nos domínios NE da Zona de Ossa-Morena, sendo caracterizada pela presença do Maciço de Santa Eulália, que corresponde a uma intrusão de granitos variscos tardi a pós-orogénicos. Trata-se de uma estrutura com forma elíptica, alongada segundo a direcção E-W, que ocupa cerca 400 km<sup>2</sup> e que intrui e metamorfiza por contacto unidades metassedimentares do Proterozóico e do Paleozóico inferior (e.g. anfíbolitos, gneisses e metapelitos). Na área de Monforte o maciço corresponde a um granito róseo de grão médio a grosseiro. O modelo digital do terreno do local de estudo

(Fig. 7 (a)) foi obtido através do Laser Scanner 3D Faro Focus. Este equipamento permite mapear tridimensionalmente objectos com precisão de 2 mm. O equipamento tem uma lente rotativa que projecta um raio laser e determina posições em todas as direcções, em que o alcance é dependente da resolução atribuída pelo utilizador. Determinadas as coordenadas (num referencial local) são retiradas fotografias através de uma máquina fotográfica de alta precisão instalada no equipamento, sendo assim, atribuída a cor na escala RGB a cada ponto.

No local (Belo-Monforte) foram realizadas cinco aquisições de dados, tendo-se realizado o registo das várias aquisições (acção que permite juntar várias aquisições numa única nuvem de pontos) no programa comercial *Scene* (Scene, 2014). Após, aplicação de filtro de imagem e selecção da área de estudo, foi criado um ficheiro com a nuvem de pontos no formato ASCII XYZ. As coordenadas obtidas pelo Laser Scanner 3D estão orientadas para Norte. Contudo, o valor de cada coordenada corresponde a um referencial local definido pelo próprio equipamento. Para transformar as coordenadas iniciais em coordenadas UTM globais, foi determinado o ponto  $X_0$  no referencial local, e posteriormente corrigido através da coordenada obtida por GPS para o mesmo ponto.

Os dados finais da nuvem de pontos foram processados no programa Surfer v.II, tendo-se utilizado o método de interpolação kriging simples (com passo da malha de 20 x 20 cm, e parâmetros de krigagem por defeito do programa Surfer) para gerar o modelo digital do terreno (Fig. 7 (a)). A figura 7 (b) apresenta os perfis topográficos, alinhados dos *arrays* (L1, L2, L3). O ponto  $x_1$  representa o início do *array*.

### 3.3 Aplicação dos métodos de refração sísmica

A nomenclatura apresentada neste capítulo para as sub-figuras da figura 8 tem em conta, o número do *array* (L1, L2, e L3), e a metodologia de refração que foi utilizada (a – Tempo de intercepção; b – *Plus-Minus*; c – GRM ; d – Tomografia sísmica). Em todos os *arrays* foram realizadas correcções estáticas, isto é, em todos os *arrays* foram introduzidas as coordenadas topográficas obtidas através do modelo digital do terreno (Fig 7b). Para aplicar o método tempo de intercepção (capítulo 2.1), foi utilizado apenas o tiro de extremidade em cada *array* (T1). Depois de identifica-

dos todos os tempos das primeiras chegadas das ondas sísmicas, foram determinadas o número de camadas bem como as respectivas velocidades. Os dados foram importados para o programa Surfer v.II, onde foram gerados os modelos de velocidades das ondas P, estando os resultados apresentados na figura 8 (L1-a); (L2-a); (L3-a).

Verifica-se que este método é bom para obter uma estimativa de velocidade das ondas sísmicas P do meio através de um procedimento simples e rápido. No entanto, considera uma simplificação drástica ao considerar camadas planas e paralelas, simplificação que nem sempre se adequa aos modelos geológicos reais. Para além da limitação referida, a variação lateral de velocidade não é contemplada, dado que a velocidade de cada camada é obtida por ajuste (regressão li-

near) aos tempos de chegada das ondas sísmicas. Para o método *Plus-Minus* utilizaram-se quatro tiros, dos quais dois tiros foram realizados nas extremidades do *array*, e os restantes foram tiros afastados de 10,50 m. O processamento dos dados foi realizado no programa Winsism V.14 (Winsism, 2013), o qual utiliza a metodologia referida no capítulo 2.2. Após a determinação dos modelos de velocidades, os ficheiros com os resultados foram exportados para o programa Surfer v.II, onde foram gerados os modelos de velocidades, com recurso a interpolação através do método kriging simples, com o passo de grelha de 5 x 5 cm. Os resultados deste método são apresentados na figura 8 (L1-b); (L2-b); (L3-b).

Verifica-se que o método *Plus-Minus* ajusta-se melhor a variabilidade estratigráfica da geologia (figura 8 (L1-b); (L2-b); (L3-b)) que o

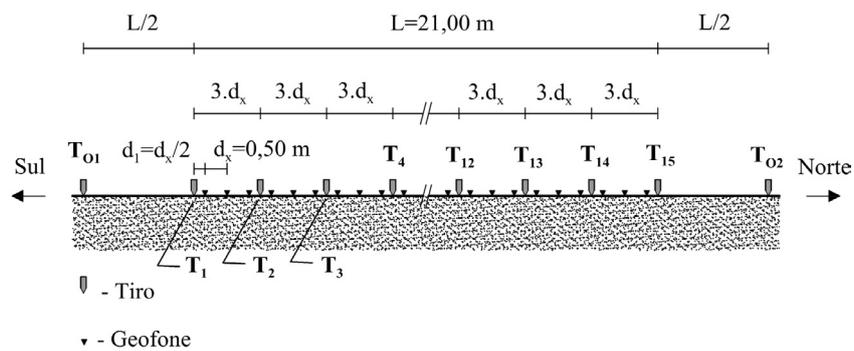


Figura 6 – Esquema de disposição do array no campo.  
Figure 6 – Scheme of array displacement at field.

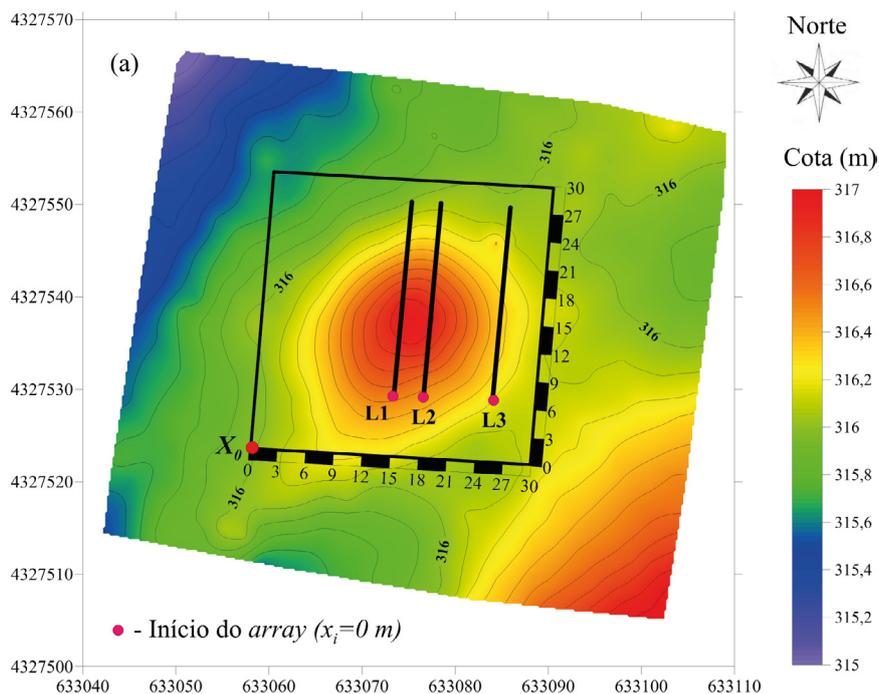


Figura 7 – a - Modelo digital do terreno.  
Figure 7 – a - Digital model of terrain.

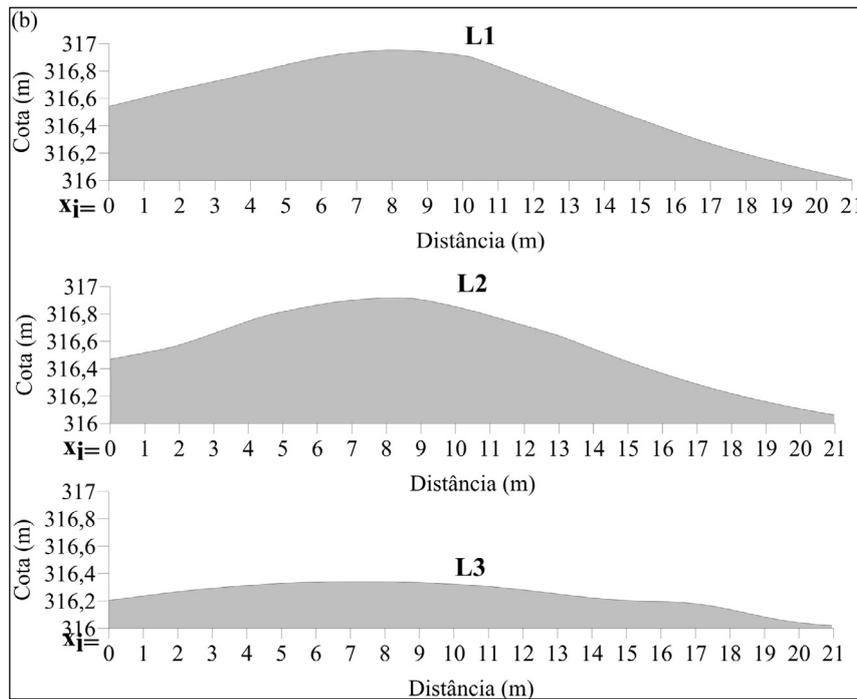


Figura 7 – b - Perfis dos arrays L1, L2 e L3.

Figure 7 – b - Array profiles from L1, L2, and L3.

através do método kriging simples, com o passo de grelha de 5 x 5 cm. Os resultados deste método são apresentados na figura 8 (L1-b); (L2-b); (L3-b).

Verifica-se que o método *Plus-Minus* ajusta-se melhor a variabilidade estratigráfica da geologia (figura 8 (L1-b); (L2-b); (L3-b)) que o método tempo de intercepção (figura 8 (L1-a); (L2-a); (L3-a)). Deste modo, obtém-se uma boa estimativa das interfaces entre camadas ao longo do array. Contudo, é de salientar que este método está limitado a interfaces com suaves declives (inferiores a 10 graus), o que poderá constituir uma limitação importante pois poderá fornecer modelos de velocidades menos precisos.

As velocidades das ondas P obtidas pelo método *Plus-Minus* (figura 8 (L1-b); (L2-b); (L3-b)) são semelhantes às obtidas pelo método anterior (figura 8 (L1-a); (L2-a); (L3-a)). A variabilidade lateral de velocidade não é contemplada neste método. Note-se que este método permite obter uma boa estimativa do modelo de velocidades com recurso a apenas quatro tiros. Isto permite otimizar os recursos no terreno para uma maior rentabilidade de trabalho. Para além deste ponto, deve-se salientar que nem sempre é possível aplicar este método devido ao comprimento do array, visto que necessita do um comprimento superior ao comprimento da linha de geofones e por vezes pode ser condicionado por barreiras físicas, ou um nível elevado de

ruído, o que impossibilita a correcta determinação do tempo de chegada das primeiras ondas sísmicas.

Relativamente ao método GRM foram utilizados os mesmos tiros que no método anterior (4 tiros), bem como o programa de processamento. A metodologia utilizada pelo programa Winsism V.14 (Winsism, 2013) está descrita no capítulo 2.3. O parâmetro óptimo XY que suavizou melhor a função de análise de velocidade foi de 2 m. Depois de obtidos os ficheiros ASCII XYZ foram importados no programa Surfer v.II, de modo a gerar os modelos de velocidades, interpolados pelo método de kriging simples, com o passo de malha de 5 x 5 cm e com parâmetros de krigagem por defeito do programa Surfer v.II (Fig - 8 (L1-c); (L2-c); (L3-c)). Verificou-se que este método permite avaliar com maior rigor interfaces entre camadas com um maior nível de irregularidade topográfica (Fig. 8 (L1-c); (L2-c); (L3-c)). É de salientar que a determinação de bons resultados está directamente relacionada com o parâmetro XY óptimo. Caso este parâmetro não seja o mais adequado, o resultado poderá vir afectado de artefactos gerados pelo método (Leung, 1995).

Comparando os resultados obtidos pelo método GRM (Fig. 8 L1-c; L2-c; L3-c) com os resultados dos métodos anteriores, verifica-se que as velocidades das ondas P são semelhantes. Relativamente ao mapeamento das camadas, ve-

rifica-se que existe boa concordância das mesmas, excepto no caso L2-b e L2-c, onde o método GRM estima uma profundidade maior, bem como um maior nível de irregularidade da interface entre a segunda camada e o meio semi-infinito, por comparação com o método *Plus-Minus*.

Um facto importante, mas não considerado neste estudo por motivos económicos, para os métodos *Plus-Minus* e GRM é o controlo de velocidade da camada superficial (de baixa velocidade). Deve-se realizar sempre tiros no interior do *array* de modo a determinar a velocidade correta da camada superficial. Se a velocidade da camada superficial é erradamente determinada, a profundidade das camadas subjacentes são afectadas desse erro. O processamento da tomografia sísmica foi realizado no programa Rayfract (Rayfract, 2001). Foram utilizados 15 tiros, todos eles localizados dentro do *array* (Fig. 6), sendo estes, afastados entre si de 1,50 m.

A metodologia utilizada neste programa está descrita no capítulo 2.4. O resultado da tomografia sísmica foi exportado directamente para o Surfer v.II, onde foram gerados os modelos de velocidades iniciais, os gráficos de convergência dos raios sísmicos, bem como os modelos de velocidades finais das ondas P (Fig. 8 (L1-d); (L2-d); (L3-d)). Foram utilizadas 100 iterações para cada dispositivo, tendo-se obtido erros RMS de 2,7 %, 3,0 % e 3,0 % para os *arrays* L1, L2, e L3, respectivamente. Verificam-se que os resultados obtidos pela tomografia (Fig. 8 (L1-d); (L2-d); (L3-d)) são semelhantes com os métodos anteriores. As principais gamas de velocidades das ondas P são equivalentes. No entanto, a distribuição espacial das camadas é diferente. Deve-se ao facto que a inversão dos dados baseia-se inicialmente num modelo de gradiente vertical, o que influencia o resultado final. É de salientar que, tanto nos perfis de tomografia

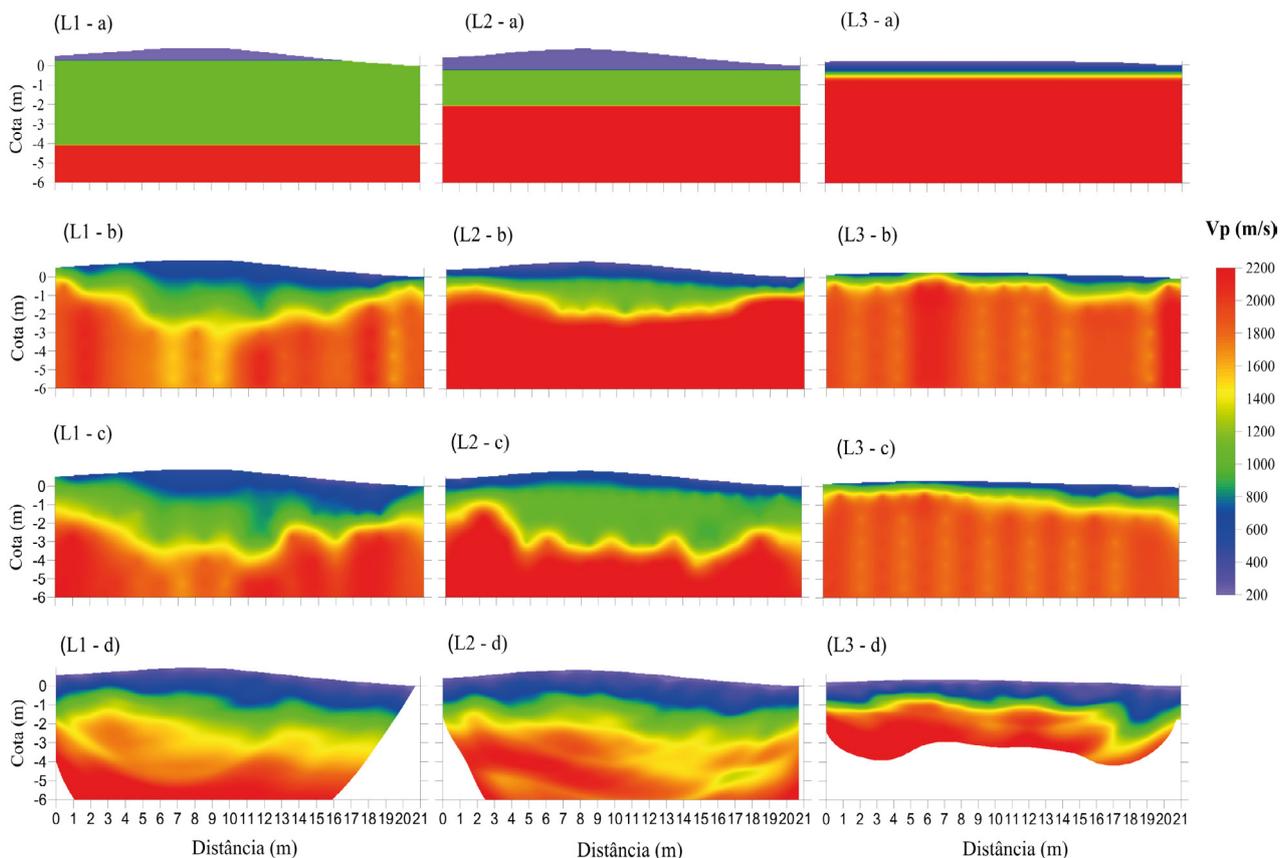


Figura 8 – (L1-a; L2-a; L3-a) - Modelo de velocidades obtido através do método tempo de intercepção para os *arrays* L1, L2 e L3, respectivamente. (L1-b; L2-b; L3-b) - Modelo de velocidades obtido pelo método *Plus-Minus* para os *arrays* L1, L2 e L3. (L1-c; L2-c; L3-c) - Modelo de velocidades determinado segundo o método GRM para os *arrays* L1, L2 e L3. (L1-d; L2-d; L3-d) - Modelo de velocidades obtido através de tomografia sísmica para os *arrays* L1, L2 e L3.

Figure 8 – (L1-a; L2-a; L3-a) Velocity model obtained from intercept times for arrays L1, L2 and L3. (L1-b; L2-b; L3-b) Velocity model obtained by Plus Minus method for array L1, L2 and L3. (L1-c; L2-c; L3-c) - Velocity model calculated by GRM method for arrays L1, L2, L3. - (L1-d; L2-d; L3-d) - Velocity model obtained from seismic tomography for arrays L1, L2 and L3.

sísmica como nos métodos *Plus-Minus* e GRM, existem zonas que têm a mesma assinatura, ou seja, zonas que têm depressões, ou elevações no mesmo intervalo de distância, como é o caso da assinatura compreendida entre a distância 10 e 18 m. Note-se que este método requer a realização de um número elevado de tiros. Quanto menor for o espaçamento entre os tiros, melhor é a resolução do modelo de velocidades. O programa Rayfract (Rayfract, 2001) recomenda que os tiros sejam realizados num máximo de três em três geofones. Uma desvantagem deste método é o elevado tempo que é necessária para realizar um perfil sísmico, que advém da realização de realização de numerosos tiros. Por outro lado, o facto das interfaces não serem bem identificadas devido à natureza do método, faz com que seja desejável o emprego de um dos métodos anteriormente descritos (*Plus-Minus* ou GRM) para discriminar de forma clara a estrutura geológica em camadas. Existem outras desvantagens da tomografia: a não unicidade do modelo obtido, ou seja, existem diversos modelos que justificam os mesmos dados observáveis, e a introdução de artefactos numéricos nos resultados, que deverão ser evitados.

A tomografia não tem em conta modelos de camadas, mas gradientes de velocidades e obtém portanto melhores resultados quando o meio geológico apresenta essas características. Regiões onde o subsolo apresenta variações contínuas de velocidade na vertical, os métodos tomográficos obtêm melhores resultados desde que seja utilizado um bom modelo *à priori*. Zonas onde o subsolo apresenta na vertical variações bruscas de velocidade, que se assemelham a camadas estratificadas, o método GRM apresenta melhores resultados. As zonas de alteração, por exemplo são por isso mais favoráveis à aplicação de métodos tomográficos, enquanto zona sedimentares são mais propícias à aplicação de métodos como o *Plus-Minus* ou o GRM.

Note-se que o local de estudo está bastante alterado à superfície face ao maciço rochoso, o que implica que o meio apresente baixas velocidades. A camada superficial (camada 1), apresenta velocidades das ondas sísmicas P compreendidas entre os 200 e 400 m/s. A segunda camada tem velocidades compreendidas entre os 1000 e os 1200 m/s. Enquanto a última camada corresponde ao meio semi-infinito, tem velocidades compreendidas entre os 1800 e os 2200 m/s, correspondendo ao maciço granítico alterado.

#### 4. Conclusão

Pretendeu-se com este trabalho comparar os resultados de várias metodologias de refração sísmica, de modo, a determinar quais os parâmetros que se deve ter em conta na escolha de um determinado método.

Verificou-se que o método tempo de intercepção é rápido e simples de obter uma estimativa da velocidade das ondas P. Contudo, ao nível do mapeamento das interfaces entre camadas é bastante limitado (Fig. 8 (L1-a); (L2-a); (L3-a)). Relativamente ao método *Plus-Minus*, foram obtidos resultados que demonstram que o método determina com boa precisão as velocidades das ondas sísmicas bem como as interfaces entre camadas (Fig. 8 (L1-b); (L2-b); (L3-b)). No entanto, também se verificou que este método tende a suavizar as interfaces entre camadas devido ao princípio que está subjacente. De modo a evitar esta limitação, as interfaces entre camadas não devem ser superiores a 10°, caso contrário os resultados podem não ser os mais adequados. Os resultados do método GRM (Fig. 8 (L1-c); (L2-c); (L3-c)) são compatíveis com os resultados dos métodos anteriores. Para além que este método permite obter com maior detalhe as interfaces entre camadas. Foi verificado que este método é muito sensível ao parâmetro óptimo XY, pelo que este método deve ser utilizado com cuidado. Um eventual erro na escolha no parâmetro óptimo XY resulta um modelo de velocidades desajustado (Leung, 1995). Tanto o método *Plus-Minus* como o método GRM foram obtidos com recurso apenas a quatro tiros, isto demonstra as potencialidades destes métodos em termos de tempo/resolução do modelo de velocidades. No entanto, para controlar adequadamente a velocidade da camada superficial (de baixa velocidade), devem efectuar-se tiros no interior do *array*, de modo a eliminar a introdução de erros no cálculo da profundidade das camadas subjacentes.

A tomografia sísmica é uma ferramenta extremamente poderosa para avaliar variações laterais e em profundidade de velocidades (Fig. 8 (L1-d); (L2-d); (L3-d)). Verificou-se que o modelo inicial de velocidades *à priori* influencia fortemente o modelo de velocidades final. A tomografia sísmica baseia-se em gradientes de velocidades enquanto os restantes métodos baseiam-se em modelos de camadas, pelo que os métodos tomográficos funcionam melhor onde a velocidade varia

contínuamente com a profundidade, como zonas de alteração de rochas graníticas, por exemplo. Saliente-se, a existência de zonas entre camadas onde a tomografia sísmica e os métodos *Plus-Minus* e GRM apresentam a mesma assinatura topográfica, sendo o caso do *array* LI que está compreendido entre a distância 10 e 18 m.

A camada superficial (camada 1) apresenta velocidades das ondas sísmicas P de 200 a 400 m/s, a camada 2 apresenta velocidades compreendidas entre os 1000 e os 1200 m/s, e a camada correspondente ao meio semi-infinito apresenta velocidades entre os 1800 e os 2200 m/s. As espessuras são variáveis dependo do *array* e do método utilizado.

Demonstrou-se que todos os métodos de refração sísmica são aplicáveis, dependendo unicamente do objectivo a que se pretende. Todos os métodos apresentam vantagens e desvantagens, deste modo, deve-se escolher o método mais apropriado para o objectivo do trabalho e em função da geologia expectável na zona de estudo.

## 5. Agradecimentos

Este trabalho foi cofinanciado pelo Fundo Europeu de Desenvolvimento Regional (FEDER), através do INALENTEJO, no âmbito do projecto IMAGOS – Innovative Methodologies in Archaeology, Archaeometry and Geophysics – Optimizing Strategies X APOLLO – Archaeological and Physical On-site Laboratory – Lifting Outputs), operação n.º ALENT-07-0224-FEDER-001760 e referência 8BI/APOLLO/2013 e pelo projeto MEGAGEO PTDC /EPH-ARQ/3971/2012.

## 6. Bibliografia

Hagedoorn, J. G., 1959. The plus-minus method of interpreting seismic refraction sections, *Geophysical prospecting*, 7, 2: 158 – 182.

Lecomte, I. Povdin, P., 2000. First order eikonal solver delta-t-V. Finite difference computation of travel-

time in very constrained velocity models: a massively parallel approach and its associated tools. *Geophysical journal international*, 105: 271-284.

- Leung, T. M., 2003. Controls of traveltimes and problems of the generalized reciprocal method, *Geophysics*, 68:1626-1632.
- Leung, T. M., 1995. Examination of the optimum XY-values by ray tracing, *Geophysics*, 60:1151-1156.
- Mari, J. Mendes, M., 2012. High resolution 3D near surface imaging of structure corridors and cavities by combining plus-minus method and refraction tomography. *Near surface geophysics*, 10: 185-195.
- Mendes, M. Teixidó, T., 2008. Tomografia sísmica de alta precisão com gerador de ondas elásticas. *Proc. 6ª Assembleia luso espanhola de geodesia e geofísica*: 279-280.
- Palmer, D., 1980. The generalized reciprocal method seismic refraction interpretation, *Soc. Explor. Geophys.*, Tulsa.
- Palmer, D., 2010. Are refraction attributes more useful than refraction tomography? *First break*, 28: 43.
- Palmer, D., 2010. Are refraction attributes more useful than refraction tomography? *First break*, 28: 43.
- Rayfract V.3.31, Intelligent Resources Inc. 2001, <http://rayfract.com>.
- Redpath, B. B., 1973. Seismic Refraction Exploration for Engineering site investigations. *Explosive Excavation Research Laboratory Livermore*, California, 51.
- Scene V.4, FARO 2014, [www.faro.com](http://www.faro.com).
- Schuster, G. T., Quintus-Bosz, A., 1993. Wavepath eikonal traveltimes inversion: Theory. *Geophysics*, 58, 9:10.
- Seehan, J. R., Doll, W. E. Mandell, W. A., 2005. An evaluation of methods and available software for seismic refraction tomography analysis. *JEEG*, 10, Issue 1: 21-34.
- Seisa, H. H., 2007. Is the optimum XY spacing of the generalized reciprocal method (GRM) constant or variable. *Proc. 76th Annual meeting of the german geophysical society*, March, Aachen, 11.
- Sjorgen, B., 2000. A brief study of application of the generalized reciprocal method and of some limitations of the method. *Geophysical Prospecting*, 48: 815-834.
- Watanabe, T., Matsuoka, T. Ashida, Y., 1999. Seismic traveltimes tomography using Fresnel volume approach. *SEG Meeting*, expanded abstracts, Kyoto University, Japan, 4.
- Whiteley, R. J. Eccleston, P. J., 2006. Comparison of shallow seismic refraction interpretation methods for regolith mapping. *Exploration Geophysics*, 37: 340-347.
- Winsism V.14, GEO2X – Geophysics & geology 2013, [www.geo2x.com](http://www.geo2x.com).