

MODELAÇÃO NUMÉRICA DOS EFEITOS DE SÍTIO SÍSMICOS EM LISBOA: TOPOGRAFIA E MORFOLOGIA DO SUBSOLO

Numerical modelling of the seismic site effects in Lisbon: topographic and shallow morphology

Liliana Oliveira^{a,b}, Rui Carrilho Gomes^c, Paula Teves-Costa^{a,d}

^a Instituto Dom Luiz, Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa, Portugal

^b Câmara Municipal de Lisboa, Portugal

^c CERIS, Instituto Superior Técnico, Universidade de Lisboa, Portugal

^d CERU – Centro Europeu de Riscos Urbanos, Portugal

RESUMO – Lisboa apresenta um risco sísmico moderado a elevado devido à sua história sísmica, importância socioeconómica e densidade populacional. Além disso, o contexto geológico da cidade caracteriza-se por uma estrutura litostratigráfica complexa, variação topográfica significativa, camadas inclinadas, camadas de rochas sedimentares intercaladas em depósitos de solo, bem como camadas de areia e argila na mesma unidade geológica que conduzem a inversões no perfil de velocidade da onda de corte e a uma grande dispersão das propriedades geotécnicas dentro de cada unidade geológica. Os efeitos de sítio foram avaliados através da análise da resposta sísmica local, ao longo de dois perfis representativos das condições geomorfológicas da cidade, considerando os dois tipos de ação sísmica definidos no Anexo Nacional do Eurocódigo 8. Os resultados são apresentados em termos de fatores de amplificação e espetros de resposta em pontos selecionados, sendo a razão espectral 2D/1D utilizada para identificar as áreas onde predominam os efeitos sísmicos bidimensionais.

ABSTRACT – Lisbon has a moderate to high seismic risk due to its historical seismicity, socioeconomic importance, and dense urbanization. Furthermore, the geological context features a complex lithostratigraphic structure, significant topographic variation, inclined layers, interbedded sedimentary rock layers within soil deposits, sand and clay layers in the same geological unit, leading to cases of shear wave velocity inversion and a large scatter of geotechnical properties within each geological unit. The seismic site effects in Lisbon were assessed through local seismic response analysis along two cross-sections representative of the geomorphological conditions in the city and adopting the two types of seismic action defined in the Portuguese National Annex of Eurocode 8. The results are presented in terms of amplification factors and response spectra at selected points, and the 2D/1D spectral ratio highlighted the areas where 2D seismic effects prevail.

Palavras Chave – resposta sísmica local, modelação numérica, fatores de amplificação.

Keywords – seismic site response, numerical modelling, amplification factors.

E-mails: lcaoliveira@ciencias.ulisboa.pt (L. Oliveira), rui.carrilho.gomes@tecnico.ulisboa.pt (R.C. Gomes), ptcosta22@gmail.com (P. Teves-Costa)

ORCID: orcid.org/0000-0001-8639-743X (L. Oliveira), orcid.org/0000-0002-7794-5075 (R.C. Gomes), orcid.org/0000-0002-9811-0317 (P. Teves-Costa)

1 – INTRODUÇÃO

Lisboa apresenta um risco sísmico de moderado a elevado devido à sua história sísmica, importância socioeconómica e densidade populacional. O contexto geológico da cidade é caracterizado por uma estrutura litostratigráfica complexa, que incluir uma variação topográfica significativa, camadas inclinadas, intercalação de camadas de rochas sedimentares em depósitos de solo, bem como camadas de areia e argila na mesma unidade geológica (Moitinho de Almeida, 1986; Teves-Costa et al., 2001). Estas características conduzem a casos de inversão no perfil de velocidade da onda de corte e a uma grande dispersão das propriedades geotécnicas dentro de cada unidade geológica (e.g., Almeida, 1991; Teves-Costa et al., 2011). O enquadramento morfológico da cidade é caracterizado pela existência de várias colinas e vales relativamente pouco profundos, relativos às antigas ribeiras da cidade e atualmente preenchidos por depósitos aluvionares. A combinação destes fatores torna premente a caracterização dos efeitos de sítio para delimitação de áreas cuja perigosidade local é semelhante e contribuir para o planeamento urbano a longo prazo e mitigação do risco sísmico.

As condições locais do terreno podem modificar significativamente as principais características do movimento sísmico do solo, incluindo a sua amplitude, duração e conteúdo de frequências. A extensão da sua influência depende da geometria e das propriedades dos materiais subjacentes, da topografia do local e das características do movimento sísmico (Kramer, 1996). Os efeitos de sítio podem ser classificados em três tipos: resposta sísmica local, efeito de bacia ou de vale, e efeito topográfico (Kramer, 1996). A resposta sísmica local está associada à amplificação do movimento do solo devido ao contraste de impedâncias entre camadas. O efeito de bacia ou de vale relaciona-se com a influência da estrutura bi- ou tridimensional de bacias aluvionares no movimento sísmico, incluindo a reflexão das ondas e geração de ondas superficiais nas suas margens. O efeito topográfico refere-se à influência da topografia superficial na reflexão e amplificação das ondas sísmicas. Podem ainda ocorrer efeitos 2D relacionados com a morfologia do subsolo, como a presença de camadas inclinadas.

Ao longo das últimas décadas, foram realizados diversos estudos que caracterizam os efeitos de sítio bidimensionais no movimento do solo (e.g., Bard e Bouchon, 1985; Bard, 1999; Chávez-García e Faccioli, 2000; Raptakis et al., 2004; Cauzzi et al., 2010; Vessia et al., 2011; Pagliaroli et al., 2011; Abraham et al., 2015; Riga et al., 2016; Madiari et al., 2017; Amoroso et al., 2018; Alleanza et al., 2019; Molina et al., 2019; Rodriguez-Plata et al., 2021).

Os primeiros estudos pioneiros sobre a resposta do solo em vales foram realizados através de métodos analíticos e experimentais na década de oitenta (e.g., Bard e Bouchon, 1985), fornecendo um enquadramento geral para o estudo das características comuns da resposta em vales através de simulações numéricas.

A evidência dos efeitos topográficos provém de observações macrossísmicas, estudos instrumentais, abordagens analíticas e de modelação numérica que aumentaram desde o trabalho inicial de Boore (1972). Bard (1999) apresenta uma revisão abrangente sobre os efeitos da topografia na resposta do solo a movimentos sísmicos.

O conceito de fator de agravamento foi introduzido pela primeira vez por Chávez-García e Faccioli (2000) para estabelecer a ligação entre efeitos unidimensionais e multidimensionais.

Pagliaroli et al. (2011) realizaram análises numéricas da resposta local na colina de Nicastro (Itália) e concluíram que a amplificação topográfica máxima ocorre no topo da colina. Os fatores de amplificação topográfica calculados foram também comparados com o Eurocódigo 8 (EC8) e com valores derivados de estudos analíticos e numéricos presentes na literatura. Os fatores de amplificação topográfica no topo da colina de Nicastro correspondem satisfatoriamente à tendência média dos dados derivados da literatura, enquanto as recomendações do EC8 representam um limite inferior, uma vez que os fatores de amplificação estimados se situaram entre 25% e 35%, valores superiores aos sugeridos pelo EC8.

Riga et al. (2016) realizaram diversas análises numéricas da resposta viscoelástica linear de bacias sedimentares trapezoidais para avaliar a sensibilidade dos seus atributos de resposta sísmica 2D a parâmetros relacionados com a geometria da bacia (largura, espessura e ângulos de inclinação das fronteiras laterais) e com as propriedades dinâmicas do solo (velocidades das ondas de corte e de compressão, densidade do solo e atenuação).

Rodriguez-Plata et al. (2021) investigaram a resposta sísmica local da bacia de Norcia (Itália), com base em modelos numéricos de resposta do solo 1D e 2D. Os autores estimaram fatores de agravamento dependentes do período que quantificaram a diferença entre a resposta de sítio 2D e 1D em dois perfis transversais representativos da bacia. A variabilidade dos fatores de agravamento dependentes do período foi explorada considerando os efeitos do conteúdo de frequências do movimento de entrada, da razão de amortecimento e da irregularidade da interface aluvião-substrato rochoso. Embora os sedimentos da bacia sejam compostos por solos bastante rijos, demonstrou-se que a bacia de Norcia modifica e amplifica consistentemente o movimento do solo.

Neste estudo, os efeitos de sítio foram avaliados através da análise da resposta sísmica local ao longo de dois perfis representativos das condições geomorfológicas da cidade, baseados em duas secções geológicas profundas (~100 m) de Moitinho de Almeida (1986), considerando os dados geotécnicos disponíveis e duas ações sísmicas com período de retorno de 475 anos, conforme definido no Anexo Nacional do Eurocódigo 8 (EC8-N.A., IPQ, 2010). Os resultados são expressos em termos de fatores de amplificação e espectros de resposta em pontos selecionados, recorrendo-se à razão espectral 2D/1D para identificar as áreas onde predominam os efeitos sísmicos bidimensionais, e comparados com os valores de referência do Eurocódigo 8 à luz das características geomorfológicas locais.

2 – BREVE CARACTERIZAÇÃO GEOMORFOLÓGICA DA CIDADE

O contexto geológico da cidade de Lisboa é caracterizado por uma estrutura litostratigráfica complexa, apresentando vários contrastes no terreno em resultado de longos processos tectónicos e deposicionais que ocorreram desde o início do Cretácico Superior, há aproximadamente 100 Ma (Figura 1).

No quadrante sudoeste da cidade afloram as formações do Cretácico, compostas por calcários e margas da Formação da Bica (C3) e Formação de Caneças (C2) e pelas rochas basálticas do Complexo Vulcânico de Lisboa (CVL). Os complexos cretácicos identificam tipicamente o substrato rochoso. Estruturalmente, estas unidades cretácicas são significativamente afetadas por falhas e dobramentos, particularmente no Vale de Alcântara e em Monsanto, com falhas orientadas NE-SO, NNE-SSW e NNW-SSE (ver Figura 1).

Nas zonas norte e este, emergem as formações cenozoicas, principalmente dos períodos Paleogénico (em particular Eocénico-Oligocénico, 56-23 Ma) e do Miocénico (23-5,3 Ma), associadas à génese e evolução da bacia do rio Tejo. A Formação de Benfica (FB), de idade paleogénica, apresenta uma composição heterogénea, incluindo conglomerados, grés, siltitos, argilitos, calcários e margas, corresponde à transição entre as formações miocénicas e o CVL, aflorando na parte noroeste da cidade e estendendo-se para o centro (Almeida, 1991).

Durante o Miocénico, uma conexão com o mar permitiu a deposição de uma sequência estuarina completa, com alternância de fácies marinha e continental, cuja espessura completa pode atingir aproximadamente 300 m. A sequência miocénica forma um monoclinal que mergulha para leste (7-10°), onde é mais espessa, e apresenta litologia diferenciada, composta essencialmente por areias, arenitos, argilas, siltitos e calcários (Cotter, 1956).

As diferentes unidades litostratigráficas que compõe a série miocénica apresentam propriedades geotécnicas variáveis dependendo da composição, espessura e grau de consolidação (Cotter, 1956). Ensaio laboratoriais (Almeida, 1991) indicam que tanto a série miocénica como a Formação Benfica representam um substrato sobreconsolidado: os solos arenosos do Miocénico são altamente compactados, enquanto as argilas têm um comportamento rígido, mas são frequentemente

fissuradas. A meteorização do horizonte superficial do solo é provocada pela erosão das camadas de cobertura, o que resulta na sobreconsolidação e na perda das propriedades originais destas unidades geológicas.

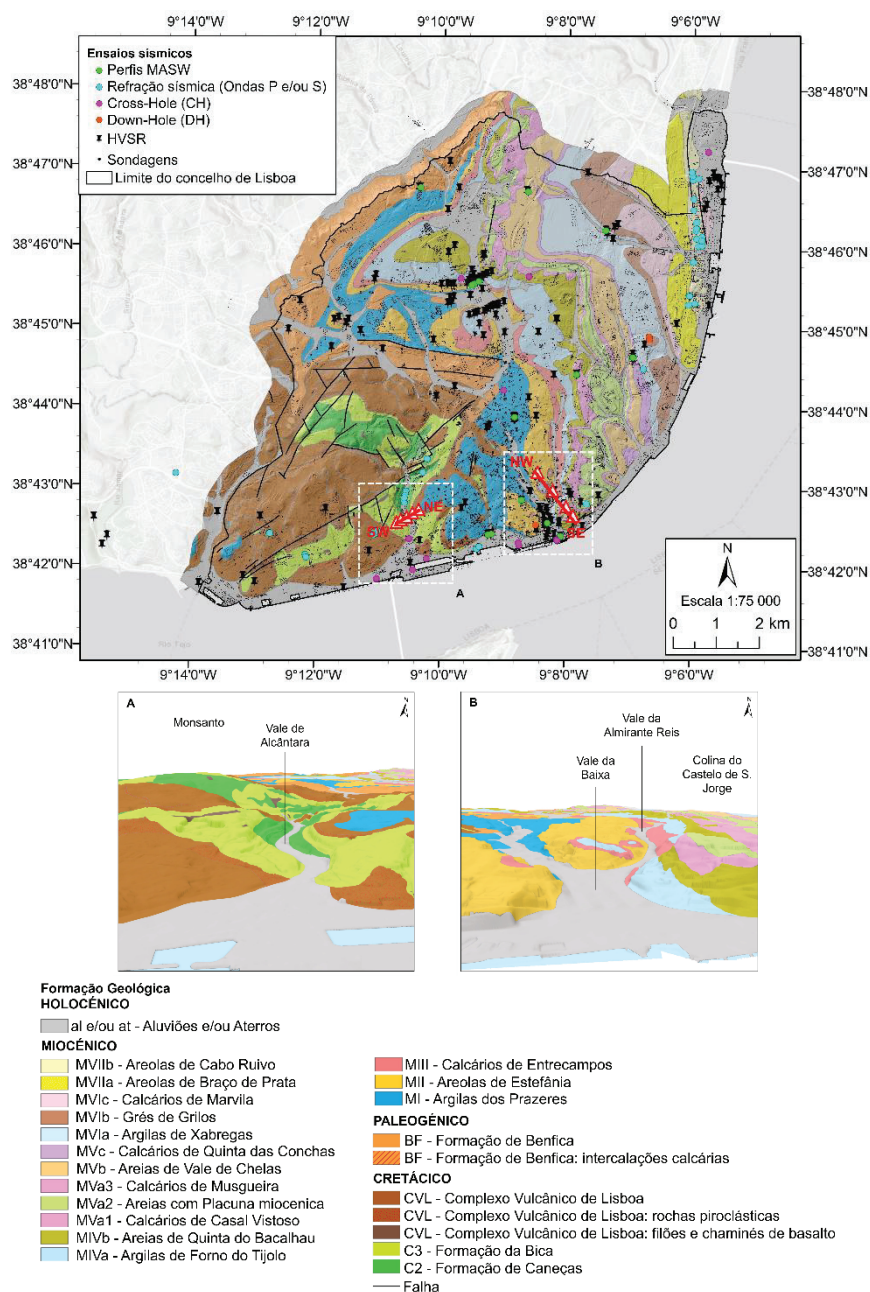


Fig. 1 – Carta geológica do concelho de Lisboa (adaptado de Moitinho de Almeida, 1986): distribuição espacial dos dados geofísicos e geotécnicos disponíveis e dos perfis em estudo. Representação ilustrativa 3D dos locais em estudo: [A] Vale de Alcântara (sobrelevação 2x) e [B] Colina do Castelo (sobrelevação 2x).

Observam-se falhas E-W no contacto entre a Formação Benfica e o Miocénico a norte do anticlinal de Monsanto (Almeida, 1986). A Falha do Vale Inferior do Tejo (FVIT) é uma importante falha tectónica com um padrão NE-SW que se estende ao longo da margem do rio (Almeida e Almeida, 1997), enquanto a região de Alfama (zona central da cidade) apresenta uma sequência de falhas NE-SW e E-W que provocam o levantamento local da base da série miocénica, afetando a morfologia local e levando ao aparecimento de fontes termais (Almeida, 1991).

A topografia de Lisboa apresenta sete pequenas colinas irregulares separadas por longos e estreitos vales, correspondentes a antigas ribeiras hoje preenchidas por depósitos aluvionares (al). Estes depósitos são compostos por areias, cascalhos arenosos e argilas arenosas. Ao longo da margem do rio predominam os depósitos fluviais do Holocénico, apresentando uma variação lateral e vertical de fácies significativa, frequentemente saturados, que se estendem até profundidades de 30 m (Almeida, 1991; Teves-Costa et al., 2001). Os aterros (at), de natureza antropogénica, preenchem diversas depressões naturais ou artificiais, cobrem diversas áreas em toda a cidade e na margem do Rio Tejo. Estas formações de cobertura são altamente heterogéneas, com espessura variável e baixa resistência, o que as torna críticas para investigações locais, apesar de serem indistinguíveis à escala da carta geológica (Almeida, 1991; Oliveira et al., 2020).

3 – DADOS E METODOLOGIA

3.1 – Dados geofísicos e geotécnicos

Este trabalho considera todos os dados geofísicos compilados por Oliveira et al. (2023), correspondentes à velocidade das ondas de compressão (V_P) e das ondas de corte (V_S), provenientes de levantamentos geofísicos realizados em Lisboa e na área limítrofe da cidade, complementando assim a base de dados com perfis realizados em unidades geológicas menos caracterizadas. Esta base de dados inclui também um conjunto de dados de frequência do solo calculados a partir de medições de vibrações ambientais realizadas em vários locais da cidade.

A base de dados geofísica (ver localização dos levantamentos na Figura 1) inclui 60 perfis de refração sísmica, 13 perfis de análise multicanal de ondas superficiais (MASW), 14 ensaios *cross-hole* (CH), 2 ensaios *down-hole* (DH) e 179 medições de vibrações ambientais (HVSr).

Com base neste conjunto de dados, Oliveira et al. (2023) calcularam uma regressão que relaciona a variação da V_S com a profundidade para cada formação geológica, à escala da cidade, contribuindo para a parametrização dos modelos do subsolo do presente estudo.

A Figura 1 inclui ainda 12696 sondagens, a maioria com resultados de ensaios SPT, obtidos a partir de 2296 relatórios geotécnicos pertencentes à base de dados geotécnica do Município de Lisboa (GDB) (Almeida et al., 2010). Estas sondagens foram realizadas desde 1935 por diferentes empresas, pelo que o conjunto de dados/informação disponibilizada não é homogéneo (p.e., equipamento usado, critério para término do ensaio SPT, informações à cota da boca da sondagem, interpretação geológica). Assim, foi feita uma análise integrada das sondagens e das secções geológicas de Moitinho de Almeida (1986) para a construção dos modelos geotécnicos. Especificamente, na definição dos modelos 1D utilizou-se a informação dos perfis litostratigráficos dos registos das sondagens. Na elaboração dos perfis 2D, os dados das sondagens localizadas na sua proximidade foram cruzados com as secções geológicas para validar e calibrar o traçado da geometria das camadas litológicas. Desta forma pretendeu-se garantir representatividade e fidelidade dos modelos numéricos face à informação geológica e geotécnica disponível.

A distribuição espacial das sondagens, apresentada na Figura 1, não é uniforme e, consequentemente há zonas da cidade que apresentam uma elevada concentração de sondagens, enquanto noutras não existe informação geotécnica (ver Figura 1). A diversidade geológica e a evolução urbana são as principais responsáveis por esta distribuição. Além disso, as sondagens mais profundas (> 30 m) localizam-se na zona ribeirinha e em determinadas zonas da área metropolitana de Lisboa (Oliveira et al., 2023). Cerca de 56% das sondagens atinge profundidades entre 10 e 20

m, enquanto cerca de 22% têm uma profundidade inferior a 10 m e 14% têm uma profundidade entre os 20 e os 30 m. Apenas cerca de 8% das sondagens ultrapassam os 30 m, sendo que a mais profunda atinge os 261 m, correspondente a uma sondagem hidrogeológica.

3.2 – Perfis geológico-geotécnicos: caracterização dos modelos

Os perfis foram construídos com base nas secções geológicas apresentadas por Moitinho de Almeida (1986). A carta geológica (Figura 1) e a correspondente coluna litostratigráfica sintética (Moitinho de Almeida, 1986) foram usadas para estimar a espessura das formações nos casos em que não existe outra informação disponível.

O perfil 1 (SW-NE) intersecta o Complexo Vulcânico de Lisboa (CVL), composto por rochas basálticas, a Formação da Bica (C3) e a Formação de Caneças (C2), compostas por calcários e margas (Figura 2-A). A SW do perfil, aflora a Formação da Bica, coberta por uma camada de aterro com cerca de 3 m de espessura. Na zona central, o perfil cruza o Vale de Alcântara, caracterizado por um declive de aproximadamente 25° e cerca de 160 m de largura, encontrando-se preenchido por depósitos de cobertura com uma espessura máxima de 23 m. A NE do perfil, aflora o CVL, formando uma colina. O perfil 2 (NW-SE) é caracterizado por uma variação topográfica significativa, marcada pela presença de uma colina 90 m acima do nível médio do mar e por um vale adjacente pouco profundo, com cerca de 95 m de largura, preenchido por sedimentos aluvionares com uma espessura aproximada de 15 m. Abaixo das camadas miocénicas, o substrato geológico é composto pelo CVL, Formação da Bica e Formação de Caneças (Figura 2-B).

A função de transferência determinada através de simulações numéricas na gama do comportamento elástico linear foi comparada com a curva H/V baseada em medições de vibrações ambientais. Se a frequência de pico da curva H/V (frequência de ressonância experimental) coincidir com a frequência de pico das funções de transferência (frequência de ressonância numérica), considera-se que o modelo numérico apresenta uma calibração adequada da frequência fundamental, validando a geometria e a rigidez global das camadas. No entanto, importa salvaguardar que esta concordância não garante a representatividade integral de todas as propriedades dinâmicas do modelo, uma vez que o método H/V quantifica essencialmente a frequência de ressonância e nem sempre replica fielmente a amplitude ou a forma detalhada da função de transferência. A sua reprodução numérica pode ser de difícil ajuste devido à presença de inversões de velocidade e contrastes de impedância complexos dada a estrutura litostratigráfica do subsolo (p.e., perfis 1D da Figura 3). Embora a amplitude numérica pudesse ser controlada através do ajuste dos valores de V_s das diferentes camadas, estes valores foram estimados a partir de equações V_s -profundidade baseadas em resultados de ensaios de campo. Como tal, optou-se por adotar os valores estimados a partir da análise de perfis de velocidade das ondas S *in situ* na validação e análise. Previamente à realização das análises bidimensionais, procedeu-se à calibração e verificação dos perfis 1D que integram os perfis geológico-geotécnicos 2D, através da comparação das frequências de pico 1D no domínio elástico linear ($f_{NS,1D}$) com as frequências de pico obtidas a partir das medições HVSR mais próximas (f_{HVSr}). Como mencionado anteriormente, esta etapa preliminar visa garantir que as propriedades dinâmicas e a estratigrafia local de cada coluna de solo isolada estão corretamente representadas, constituindo um pré-requisito para a posterior modelação 2D. Para esta análise, no domínio elástico linear, foi considerado apenas um acelerograma, de forma a avaliar a resposta da coluna de solo independente da variabilidade da ação sísmica, que será tida em conta na análise linear equivalente subsequente. Os resultados encontram-se apresentados na Figura 3.

De um modo geral, obteve-se um bom ajuste entre f_{HVSr} e $f_{NS,1D}$ (intervalo de $\pm 0,50$ Hz), como é possível observar na Figura 3. No entanto, é de ressaltar que a presença de inversões de V_s no perfil de solo, bem como alguns contrastes de impedância pouco significativos, leva a que a identificação de um pico de frequência na curva H/V e correspondente pico nos resultados da modelação unidimensional seja de maior dificuldade e apresente uma maior incerteza (p.e., Figura 3-C).

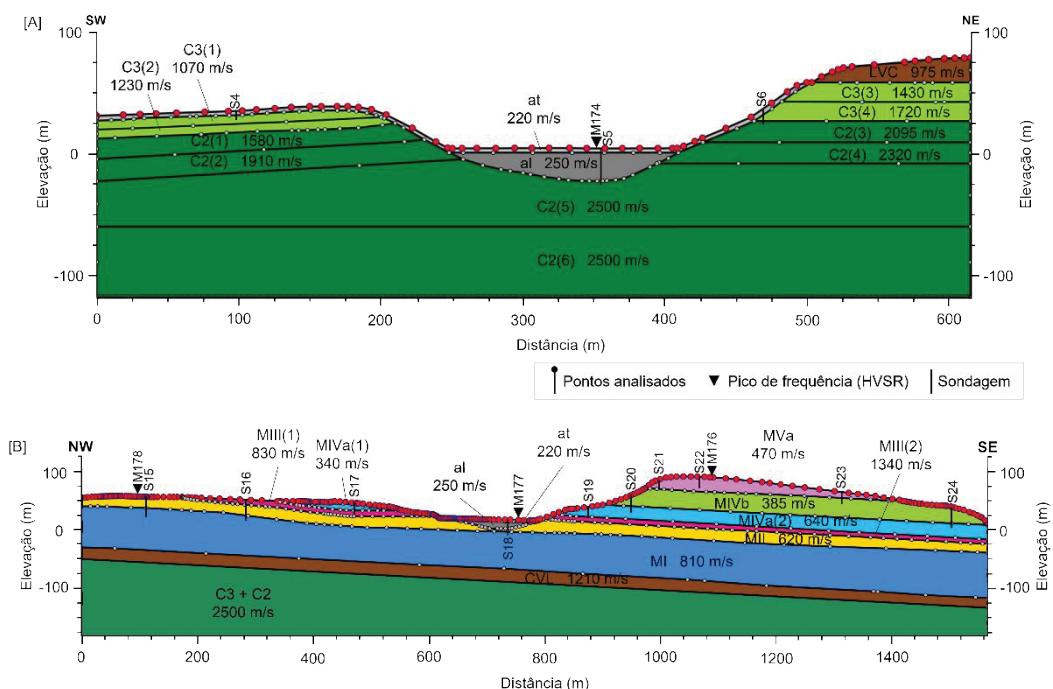


Fig. 2 – Perfis geológico-geotécnicos 2D: [A] perfil 1 e [B] perfil 2. A localização de cada perfil está identificada na Figura 1. As formações geológicas estão coloridas de acordo com a Figura 1, bem como as suas abreviaturas. O valor de V_s de cada formação geológica está também identificado.

Face à complexidade litológica e geométrica dos perfis em análise a validação e aferição da robustez dos efeitos 2D gerados pelo modelo será feita de forma detalhada na secção dos Resultados por comparação com estudos paramétricos e resultados de outros casos de estudo na Europa presentes na literatura (p.e., Riga et al., 2016; Pagliaroli et al., 2011; Pagliaroli et al., 2020).

A profundidade do substrato sísmico foi calibrada através da comparação da frequência fundamental do terreno (medições HVSr) com a frequência de ressonância calculada através da análise de resposta sísmica (1D) realizada no mesmo local. De um modo geral, a profundidade do substrato sísmico adotada nos modelos numéricos apresentou uma boa concordância com as curvas H/V.

O substrato sísmico pode ser associado às rochas basálticas do CVL e aos calcários do Cretácico das formações C3 e C2. Os ensaios geofísicos na zona sudoeste da cidade (ver Figura 1) indicam valores máximos de V_s entre os 1500 e os 2500 m/s até profundidades de cerca de 35 m. De acordo com as equações V_s -profundidade derivadas por Oliveira et al. (2023), a velocidade da onda de corte aumenta com a profundidade, considerando o aumento da tensão efetiva.

No caso dos modelos analisados, o substrato sísmico estará a profundidades superiores a 80-90 m, com valores de V_s estimados com base nas equações V_s -profundidade iguais ou superiores a 2500 m/s, particularmente para as formações C3 e C2.

Para avaliar o impacto da variação da velocidade de propagação das ondas de corte (V_s) da camada inferior na resposta sísmica do solo, foi realizada uma análise de sensibilidade considerando um intervalo de diferentes valores de V_s , entre 2000 e 3000 m/s, e os perfis 1D que representam a estrutura do subsolo de cada perfil 2D. Foi igualmente considerado apenas um acelerograma para esta análise.

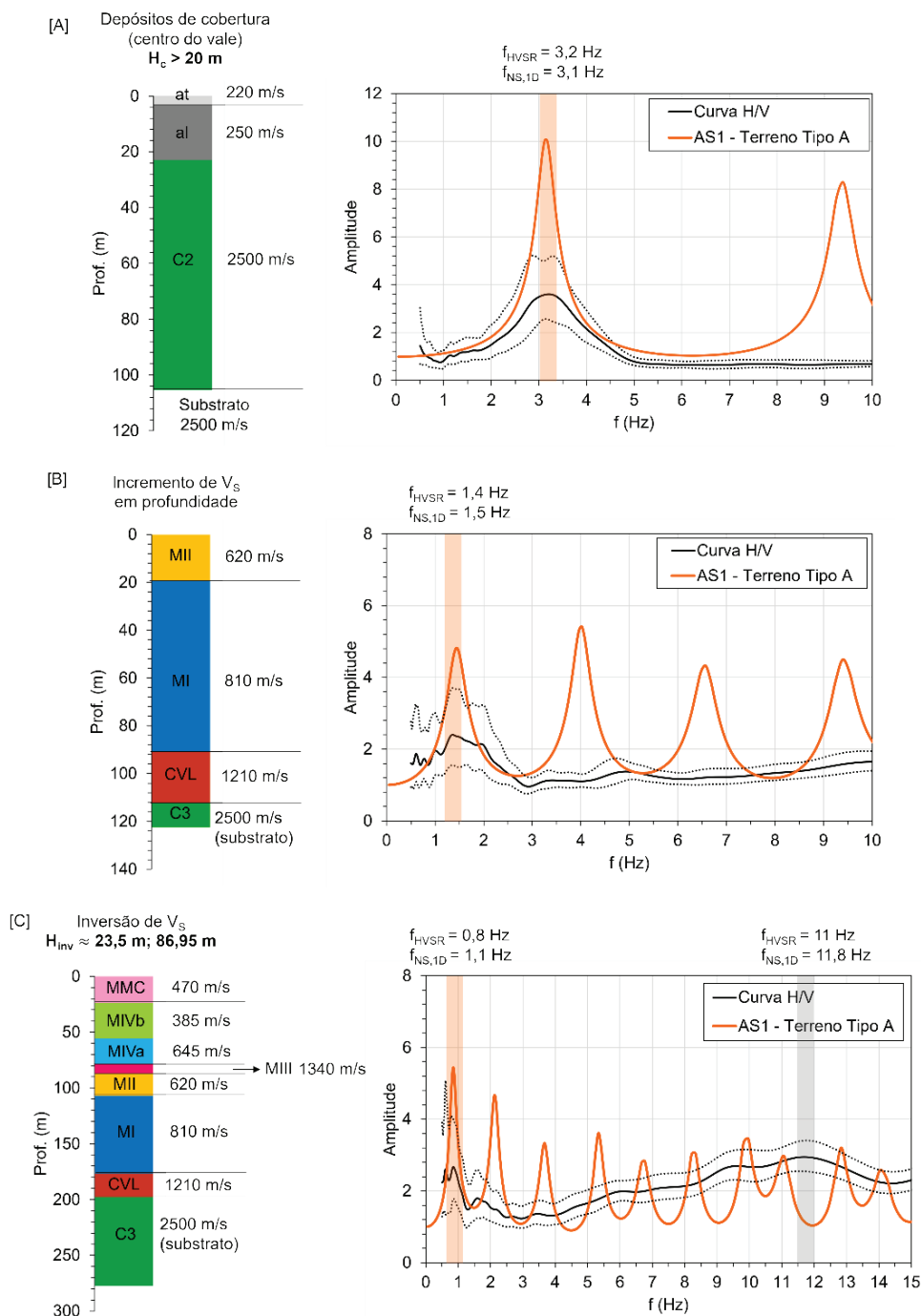


Fig. 3 – Validação dos perfis 1D com base na comparação do pico de frequência obtido a partir da análise elástica linear 1D ($f_{NS,1D}$) e da medição HVSr (f_{HVSr}): [A] centro do vale de Alcântara (ponto C) e correspondente HVSr-M174; [B] NW do perfil 2 (ponto A) e HVSr-M178; [C] topo da colina do Castelo (ponto C) e HVSr-M176 (perfil 2) (ver Figura 2).

Para o perfil 1, observou-se que ocorre uma pequena variação (1-3%) da aceleração espectral em torno do valor de pico (Figura 4-A e B); portanto, o valor de V_S da camada inferior desempenha um papel menor na resposta sísmica do solo. No caso do perfil 2, a aceleração espectral de pico varia entre 2% e 20%, enquanto na restante gama de períodos a variação não é significativa (Figura 4-C e D). Devido à incerteza nas propriedades e profundidade do substrato, foi adotado um valor de V_S de 2500 m/s para ambos os perfis.

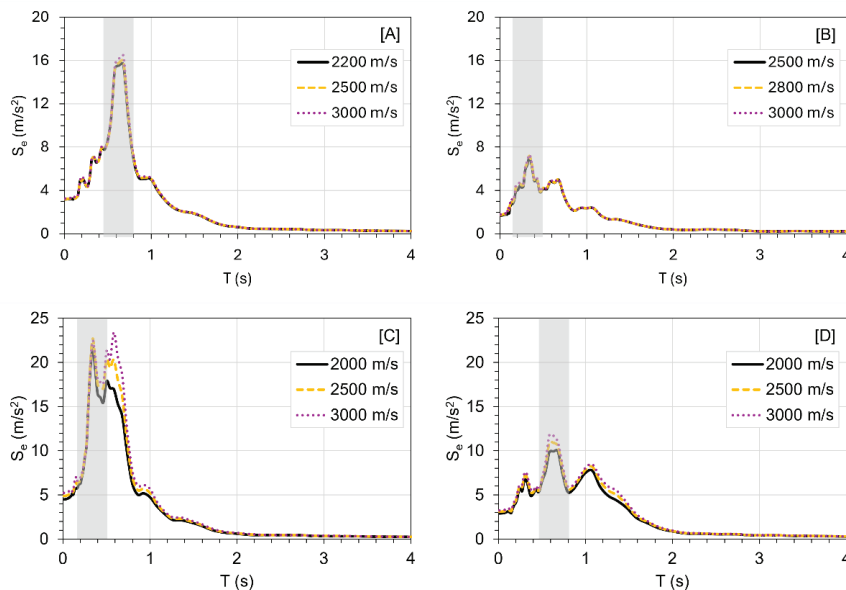


Fig. 4 – Espectros de resposta considerando um intervalo de diferentes valores de V_S (2000, 2200, 2500, 2800 e 3000 m/s) para o substrato dos perfis 1D representativos dos perfis 2D (ver Figura 2): [A] perfil 1 – ponto C, [B] perfil 1 – ponto E, [C] perfil 2 – ponto B e [D] perfil 2 – ponto C. A barra cinzenta indica o pico da aceleração espectral.

Almeida (1991) apresentou uma caracterização geotécnica das formações geológicas à escala da cidade com base em ensaios *in situ* e laboratoriais, apresentando um intervalo de valores para o peso específico (γ), índice de plasticidade (IP) e razão de sobreconsolidação (OCR). No entanto, esta caracterização é, por vezes, baseada num pequeno conjunto de dados que pode não ser representativo de toda a unidade geológica.

De forma geral, o peso específico varia entre 15 e 21 kN/m³. Contudo, não existem valores para este parâmetro para uma parte significativa das formações geológicas (52%). O índice de plasticidade foi medido para uma grande percentagem de unidades geológicas (71%). A composição heterogénea das unidades geológicas reflete-se nos valores de IP medidos, caracterizados por valores que variam, maioritariamente, entre 7% e 20%, com um valor máximo de IP = 30%. A OCR indica valores médios com base em ensaios laboratoriais realizados em amostras muito remexidas. Um número limitado de valores para estes parâmetros é também apresentado em alguns relatórios geotécnicos.

Oliveira (2024) realizou uma análise paramétrica para avaliar o impacto das variações dos parâmetros geotécnicos acima referidos na redução do módulo de rigidez (G) e nas curvas de amortecimento (D). De um modo geral, a variação do peso específico impacta ligeiramente os resultados obtidos para as areias e argilas. Os espectros de resposta variam entre ~3% a ~8% em torno da aceleração espectral máxima. A variação de IP tem um ligeiro efeito na resposta sísmica em solos argilosos, apresentando diferenças de ~5% em torno do intervalo do período de pico. Os espectros de

resposta obtidos são independentes da taxa de sobreconsolidação. Apesar de a análise evidenciar o efeito individual de cada variável, considera-se que as simulações apresentam uma incerteza paramétrica intrínseca.

Os valores de peso específico foram atribuídos a cada unidade geológica considerando os intervalos de valores γ estabelecidos por Almeida (1991) e alguns outros resultados de relatórios geotécnicos, de acordo com o aumento da tensão efetiva. Para os depósitos aluviais foi considerado um valor médio, independentemente da sua composição variável.

Os valores do índice de plasticidade foram estabelecidos considerando os intervalos de valores de PI de Almeida (1991) e outros relatórios geotécnicos, bem como a composição litológica de cada unidade geológica. Atribui-se um comportamento não plástico (NP) às unidades geológicas com composição predominantemente arenosa.

Dadas as propriedades litológicas de Lisboa, a taxa de sobreconsolidação de cada unidade geológica foi ajustada com base nos poucos resultados de ensaios laboratoriais.

A velocidade das ondas de corte (V_s) de cada unidade geológica foi estimada a partir das equações V_s -profundidade de Oliveira et al. (2023), considerando a profundidade média de cada camada. A profundidade do substrato rochoso foi calibrada de modo a reproduzir numericamente as frequências de ressonância obtidas nos registos de vibrações ambientais (HVSr). O coeficiente de Poisson (ν) não foi medido diretamente, tendo sido adotados os valores $\nu = 0,49$ para solos saturados, $\nu = 0,35$ para solos não saturados e $\nu = 0,30$ para rochas (Oliveira et al., 2023).

Foram utilizadas as curvas de degradação de rigidez (G/G_0) e de amortecimento (D) propostas por Rollins et al. (1998) para solos granulares para descrever o comportamento dos depósitos de aterro e das formações MVa3, MVa2 e MVa1, dada a sua composição heterogénea comparável à de solos arenosos ricos em fragmentos de rocha. As curvas de Darendeli (2001) foram atribuídas aos depósitos aluvionares e às formações MIVb, MIVa, MII e MI. O comportamento do CVL foi descrito pelas curvas de Schnabel et al. (1972), e foi assumido comportamento viscoelástico linear com amortecimento $D = 1\%$ para as formações MIII, C3 e C2. Os parâmetros adotados para cada formação geológica encontram-se sintetizados no Quadro 1.

Quadro 1 – Parâmetros para os modelos geológico-geotécnicos utilizados nas análises numéricas 1D e 2D. As formações geológicas estão abreviadas de acordo com a legenda da Figura 1. NP indica solos não plásticos ($PI = 0\%$).

Formação geológica	V_s (m/s) (equação V_s - profundidade)	γ (kN/m ³)	PI (%)	OCR (-)	ν (-)	G/G_0 e D (%)
at	$1.45 \cdot z + 216.26$	17	NP	-	0.40	Rollins et al. (1998) (média)
al	$4.64 \cdot z + 228.86$	16	20	1.5	0.49	Darendeli (2001)
Complexo MMC (MVc, MVb, MVa3, MVa2 e MVa1)	$5.57 \cdot z + 426.40$	18	NP	-	0.35	Rollins et al. (1998) ($G/G_{0,max}$ e D_{min})
MIVb	$0.25 \cdot z + 376.71$	18	NP	(1)	0.35	Darendeli (2001)
MIVa	$5.93 \cdot z + 342.46$	18	20	6	0.35	Darendeli (2001)
MIII	$63.66 \cdot z + 292.36$	19	NP	-	0.35	Linear $D = 2\%$
II	$6.06 \cdot z + 383.86$	19	NP	(1)	0.35	Darendeli (2001)
MI	$3.98 \cdot z + 509.75$	19	20	6	0.35	Darendeli (2001)
CVL	$2.48 \cdot z + 957.23$	22	NP	-	0.30	Schnabel et al. (1972)
C3	$29.15 \cdot z + 881.01$	22	NP	-	0.30	Linear $D = 1\%$
C2	$49.62 \cdot z + 671.60$	22	NP	-	0.30	Linear $D = 1\%$

3.3 – Ação sísmica

O EC8-A.N. (IPQ, 2010) define duas ações sísmicas: a ação sísmica do tipo 1 (AS1), associada a sismos interplaca (região Açores-Gibraltar, Atlântico), e a ação sísmica do tipo 2 (AS2), associada a sismos intraplaca. Para Lisboa, o zonamento sísmico estabelece acelerações máximas de referência (a_{gR}) de 1,5 m/s² (AS1) e 1,7 m/s² (AS2), adotadas na definição dos espectros de resposta de referência deste estudo.

A ação sísmica considerada corresponde a um período de retorno de 475 anos e baseia-se em dois conjuntos de sete acelerogramas selecionados a partir da *European Strong-Motion Database* (Luzi et al., 2020). Os registos foram obtidos em formações rochosas (terreno tipo A), em conformidade com o substrato sísmico adotado nos modelos em análise, garantindo que o movimento aplicado na base do modelo corresponde ao afloramento rochoso. Em detalhe:

- Ação sísmica tipo 1 (AS1) – magnitude de momento superior a 7, distância epicentral superior a 100 km e aceleração máxima horizontal acima de ~0.8 m/s², de modo a excluir registos de fraca intensidade, não representativos de regiões de elevada sismicidade;
- Ação sísmica tipo 2 (AS2) – magnitude de momento entre 6 e 7 e distância epicentral entre 15 e 35 km.

Aplicaram-se fatores de escala (SF) aos acelerogramas de cada conjunto, de forma a ajustar a mediana dos espectros de resposta selecionados aos espectros de referência do EC8 (SF_{AS1} = 1.88 e SF_{AS2} = 1.70).

Os espectros de resposta com coeficiente de amortecimento igual a 5% são apresentados na Figura 5, tal como os respetivos espectros medianos e os espectros de referência do EC8-A.N. De forma geral, observa-se uma boa correspondência entre os espectros medianos obtidos e os espectros de referência definidos no EC8-A.N.

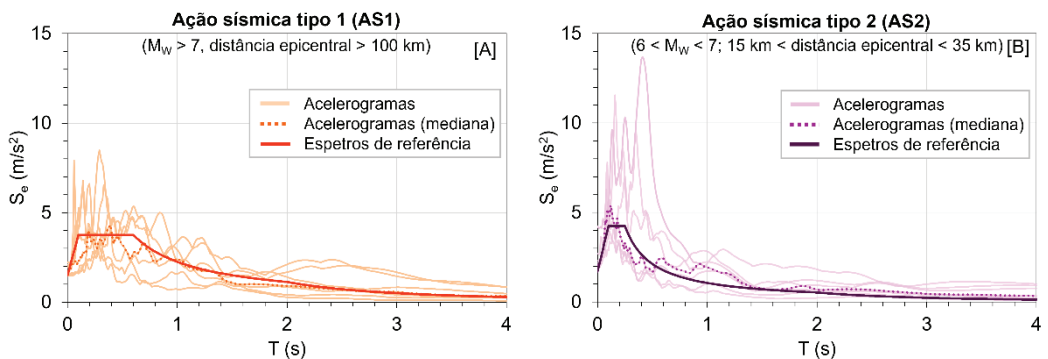


Fig. 5 – Espectros de resposta ($D = 5\%$) dos 2 conjuntos de 7 acelerogramas selecionados, baseados no cenário sísmico regulamentar: [A] AS1 e [B] AS2.

3.4 – Simulações numéricas: estimativa do fator de amplificação (AF) e do fator de agravamento (AGF)

O método linear equivalente foi utilizado em ambas as análises numéricas, recorrendo ao software STRATA (Kottke e Rathje, 2008) para a análise 1D, enquanto a análise 2D foi efetuada com o software LSR-2D (STACEC, 2017). As equações do movimento no software LSR-2D são formuladas através do método dos elementos finitos, assumindo comportamento viscoelástico e tensões totais.

A condição de fronteira de base elástica (*compliant base*) foi aplicada tanto nas análises 1D como nas 2D, sendo aplicada uma tensão de cisalhamento na base derivada do movimento medido no afloramento rochoso, de acordo com o procedimento inicialmente proposto por Tsai (1969) e posteriormente utilizado por Joyner e Chen (1975). Na análise 2D, a condição de campo livre (*free-field*) foi aplicada nas fronteiras laterais, permitindo a absorção das ondas refletidas, evitando a sua reintrodução artificial no modelo. No software LSR-2D isto é implementado através de amortecedores viscosos ligados entre os nós das fronteiras laterais e os nós de colunas de solo unidimensionais (colunas de campo livre) capazes de reproduzir o movimento em condições de campo livre.

A malha foi definida com elementos triangulares com dimensões ajustadas à velocidade das ondas de corte de cada unidade geológica, assegurando uma propagação de ondas precisa até uma frequência máxima de 15–20 Hz (Kuhlemeyer e Lysmer, 1973). O amortecimento viscoso foi introduzido através de uma formulação completa de amortecimento de Rayleigh, com duas frequências de controlo selecionadas automaticamente pelo programa, de modo a minimizar o sobre-amortecimento significativo em todas as gamas de frequência de interesse (Verrucci et al., 2022).

Os fatores de amplificação (AF) dependentes do período foram estimados a partir das análises 1D e 2D. Os AF são definidos pela razão entre os espectros de resposta em aceleração com 5% de amortecimento obtidos à superfície, $SA(T)_s$, e o parâmetro correspondente no afloramento rochoso de referência, $SA(T)_b$, integrados para os intervalos $T = 0,1\text{--}0,5$ s, $0,5\text{--}1,0$ s, $1,0\text{--}2,0$ s e $0,05\text{--}2,50$ s, de acordo com a Equação 1.

$$AF(T) = \frac{SA(T)_s}{SA(T)_b} \quad (1)$$

Para estimar o efeito adicional da resposta 2D relativamente à resposta 1D correspondente, foram calculados fatores de agravamento (AGF) dependentes do período, definidos como a razão entre os espectros de resposta medianos ($D = 5\%$) 2D ($SA_{2D}(T)$) e 1D ($SA_{1D}(T)$), obtidos à superfície, como descrito pela Equação 2 (Chávez-García e Faccioli, 2000).

$$AGF(T) = \frac{SA_{2D}(T)}{SA_{1D}(T)} \quad (2)$$

Neste estudo, AF_{1D} refere-se aos resultados da modelação numérica 1D, AF_{2D} refere-se aos resultados da modelação numérica 2D e AGF ao fator de agravamento associado aos efeitos 2D. Importa clarificar que a variação espacial contínua do AF_{2D} ilustrada graficamente na seção 4 constitui um resultado agregado direto do *software* LSR-2D. Contudo, para a avaliação precisa do AF_{2D} nos pontos de análise selecionados e correspondente cálculo do AGF, consideraram-se os espectros de resposta individuais obtidos a partir da análise numérica 2D referentes a cada acelerograma, tal como no procedimento adotado para a análise numérica 1D.

4 – RESULTADOS E DISCUSSÃO

Nesta secção, apresentam-se e discutem-se os resultados da análise da resposta sísmica (1D e 2D) obtidos para os dois perfis geológico-geotécnicos em estudo, expressos em termos de espectros de resposta, fatores de amplificação (AF) e fatores de agravamento (AGF). Face à elevada densidade de informação e à comparação simultânea das abordagens unidimensional (1D) e bidimensional (2D) sob a solicitação de duas ações sísmicas distintas (AS1 e AS2), optou-se por cingir a representação gráfica (Figuras 6 a 9) aos valores medianos da resposta (percentil 50). Assim, visa-se privilegiar a legibilidade visual dos resultados. Não obstante, considerando a importância de avaliar a incerteza inerente à ação sísmica, a dispersão estatística introduzida pela variabilidade dos

conjuntos de acelerogramas é quantificada através do cálculo dos respetivos percentis 16 (P16) e 84 (P84). Neste contexto, a totalidade dos parâmetros estatísticos calculados para os fatores de amplificação e fatores de agravamento nos diferentes intervalos de período encontra-se sumariada no Quadro 2 para o Perfil 1 (Vale de Alcântara) e no Quadro 3 para o Perfil 2 (Colina do Castelo). Por sua vez, dada a natureza contínua dos espectros de resposta, a quantificação da incerteza (P16–P84) associada aos picos de aceleração espectral máxima é referida diretamente no texto para os pontos em análise de cada perfil.

4.1 – Perfil 1 (SW-NE): Vale de Alcântara

No perfil 1 o máximo de AF_{2D} ocorre no centro do vale (ponto C) no intervalo 0,1–0,5 s. Para AS1, a mediana de AF_{2D} é de 2,8, registando-se uma variação da resposta entre 2,3 (P16) e 2,9 (P84) em função da dispersão dos acelerogramas (Figura 6-A; Quadro 2). Para AS2, a mediana de AF_{2D} é de 2,6 (P16=2,3 e P84=2,9) (Figura 6-B; Quadro 2). A variação espacial do fator de amplificação reflete a transição entre a fina camada de aterro sobre formações rochosas no flanco SW e o depósito aluvionar mais espesso que preenche o vale. Ao observar a variação de AF_{2D} ao longo do perfil, é possível aferir que: no flanco SW (distância = 0 – 200 m; Figura 6), os valores de AF_{2D} (1,2–1,3 para AS1 e 1,6–1,9 para AS2) estão associados ao elevado contraste de impedância entre o aterro e a Formação da Bica subjacente; no flanco NE (distância = 500 – 620 m; Figura 6) a presença de formação basáltica com menor V_s e ligeira inclinação das camadas explicam os valores observados (1,3–1,4 para AS1 e 1,4–1,8 para AS2). No centro do vale (ponto C), a mediana de AF_{2D} varia de 1,8 (P16=1,5 a P84=2,0) a 1,9 (P16=1,6 e P84=2,1) no intervalo 0,05–2,50 s (Figura 6; Quadro 2).

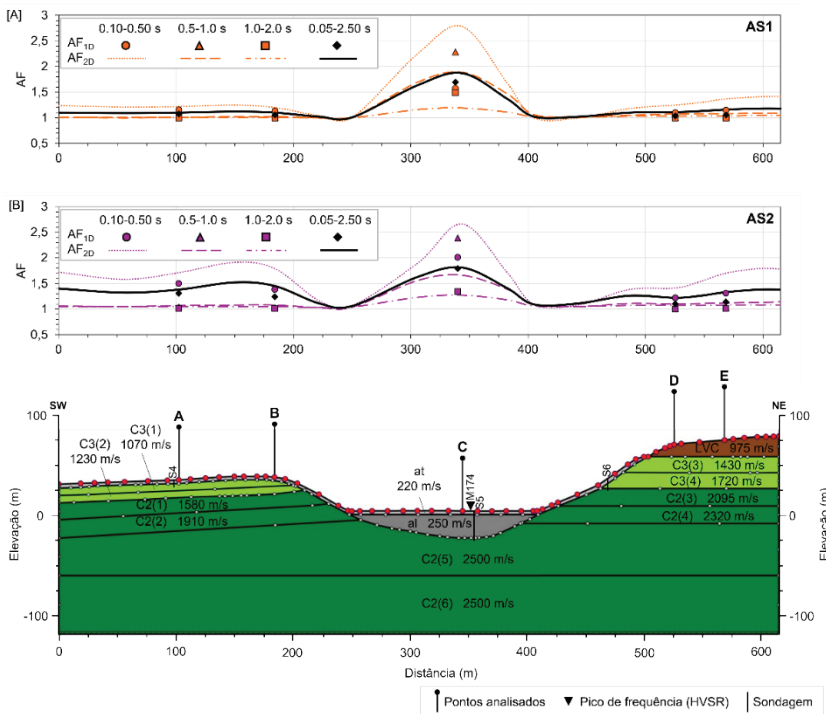


Fig. 6 – Perfil 1: Variabilidade do fator de amplificação total (AF_{2D}) mediano nos intervalos 0,10–0,50 s, 0,5–1,0 s, 1,0–2,0 s e 0,05–2,50 s, comparados com os valores calculados a partir da análise da resposta sísmica 1D (AF_{1D}) nos pontos A, B, C, D e E para [A] AS1 e [B] AS2. O modelo geológico-geotécnico correspondente a este perfil encontra-se na base da figura.

Quadro 2 – Resumo estatístico (mediana, percentil 16, P16, e percentil 84, P84) dos fatores de amplificação (AF_{1D} e AF_{2D}) e valores medianos dos fatores de agravamento (AGF) para os intervalos de período analisados (T = 0,1–0,5 s, 0,5–1,0 s, 1,0–2,0 s e 0,05–2,50 s) nos pontos analisados no Perfil 1 (Vale de Alcântara), considerando as ações sísmicas AS1 e AS2.

Ponto	Ação sísmica	T (s)	AF _{1D}			AF _{2D}			AGF
			Mediana	P16	P84	Mediana	P16	P84	Mediana
A	AS1	0,10 - 0,50	1,2	1,1	1,4	1,2	1,1	1,6	1,1
		0,50 - 1,00	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0
		1,00 - 2,00	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0
		0,05 - 2,50	1,1	1,0	1,4	1,1	1,0	1,4	1,0
	AS2	0,10 - 0,50	1,5	1,4	1,7	1,8	1,6	2,0	1,2
		0,50 - 1,00	1,0	1,0	1,1	1,1	1,1	1,1	1,0
		1,00 - 2,00	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,1	1,0
		0,05 - 2,50	1,4	1,3	1,6	1,5	1,4	1,8	1,1
B	AS1	0,10 - 0,50	1,1	1,1	1,3	1,2	1,1	1,6	1,1
		0,50 - 1,00	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0
		1,00 - 2,00	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0
		0,05 - 2,50	1,1	1,0	1,3	1,1	1,0	1,5	1,0
	AS2	0,10 - 0,50	1,4	1,3	1,5	1,9	1,5	2,2	1,3
		0,50 - 1,00	1,0	1,0	1,1	1,1	1,1	1,2	1,0
		1,00 - 2,00	1,0	1,0	1,0	1,1	1,0	1,1	1,1
		0,05 - 2,50	1,2	1,2	1,5	1,5	1,4	2,0	1,2
C	AS1	0,10 - 0,50	1,6	1,4	1,8	2,8	2,3	2,9	1,8
		0,50 - 1,00	2,3	2,1	2,9	1,8	1,5	2,0	0,8
		1,00 - 2,00	1,5	1,2	1,5	1,2	1,1	1,3	0,8
		0,05 - 2,50	1,7	1,5	2,0	1,8	1,5	2,0	1,1
	AS2	0,10 - 0,50	2,0	1,4	2,3	2,6	2,3	2,9	1,3
		0,50 - 1,00	2,4	2,3	2,9	1,9	1,7	2,3	0,8
		1,00 - 2,00	1,3	1,2	1,5	1,2	1,1	1,3	0,9
		0,05 - 2,50	1,8	1,6	2,1	1,9	1,6	2,1	1,0
D	AS1	0,10 - 0,50	1,1	1,1	1,2	1,3	1,2	1,4	1,2
		0,50 - 1,00	1,0	1,0	1,0	1,1	1,1	1,1	1,1
		1,00 - 2,00	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0
		0,05 - 2,50	1,0	1,0	1,1	1,1	1,1	1,2	1,1
	AS2	0,10 - 0,50	1,2	1,2	1,3	1,4	1,4	1,5	1,2
		0,50 - 1,00	1,0	1,0	1,1	1,1	1,1	1,2	1,1
		1,00 - 2,00	1,0	1,0	1,0	1,1	1,1	1,1	1,1
		0,05 - 2,50	1,1	1,1	1,2	1,3	1,2	1,4	1,1
E	AS1	0,10 - 0,50	1,2	1,1	1,3	1,4	1,3	1,6	1,2
		0,50 - 1,00	1,0	1,0	1,0	1,1	1,1	1,1	1,1
		1,00 - 2,00	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,1	1,0
		0,05 - 2,50	1,1	1,0	1,2	1,2	1,1	1,3	1,1
	AS2	0,10 - 0,50	1,3	1,3	1,4	1,7	1,6	1,9	1,3
		0,50 - 1,00	1,0	1,0	1,1	1,1	1,1	1,2	1,1
		1,00 - 2,00	1,0	1,0	1,0	1,1	1,1	1,1	1,1
		0,05 - 2,50	1,2	1,1	1,3	1,4	1,3	1,6	1,2

Quadro 3 – Resumo estatístico (mediana, percentil 16, P16, e percentil 84, P84) dos fatores de amplificação (AF_{1D} e AF_{2D}) e valores medianos dos fatores de agravamento (AGF) para os intervalos de período analisados ($T = 0,1-0,5$ s, $0,5-1,0$ s, $1,0-2,0$ s e $0,05-2,50$ s) nos pontos analisados no Perfil 2 (Colina do Castelo), considerando as ações sísmicas AS1 e AS2.

Ponto	Ação sísmica	T (s)	AF_{1D}			AF_{2D}			AGF
			Mediana	P16	P84	Mediana	P16	P84	Mediana
A	AS1	0,10 - 0,50	2,0	1,8	2,2	2,0	1,9	2,1	1,0
		0,50 - 1,00	2,0	1,8	2,3	2,2	1,9	2,3	1,1
		1,00 - 2,00	1,3	1,2	1,4	1,3	1,3	1,5	1,0
		0,05 - 2,50	1,7	1,6	1,9	1,7	1,6	2,0	1,0
	AS2	0,10 - 0,50	2,1	2,0	2,3	2,1	2,1	2,3	1,0
		0,50 - 1,00	2,1	2,0	2,4	2,2	2,2	2,5	1,0
		1,00 - 2,00	1,3	1,2	1,3	1,3	1,3	1,4	1,0
		0,05 - 2,50	1,8	1,6	2,0	1,9	1,7	2,1	1,0
B	AS1	0,10 - 0,50	3,2	2,9	3,3	3,8	3,4	4,4	1,2
		0,50 - 1,00	2,8	2,6	3,5	2,3	2,2	3,0	0,8
		1,00 - 2,00	1,5	1,3	1,8	1,3	1,2	1,6	0,9
		0,05 - 2,50	2,3	2,0	2,7	2,2	2,0	3,0	0,9
	AS2	0,10 - 0,50	3,1	2,6	3,2	4,0	3,4	4,2	1,3
		0,50 - 1,00	2,6	2,6	3,4	2,6	2,3	3,3	1,0
		1,00 - 2,00	1,4	1,3	1,6	1,3	1,2	1,5	1,0
		0,05 - 2,50	2,3	2,0	2,7	2,5	2,3	3,1	1,1
C	AS1	0,10 - 0,50	1,3	1,2	1,4	1,7	1,6	2,0	1,3
		0,50 - 1,00	2,4	2,1	2,7	3,6	2,8	4,0	1,5
		1,00 - 2,00	3,0	2,6	3,4	4,4	3,4	4,9	1,5
		0,05 - 2,50	2,2	2,0	2,2	3,2	2,6	3,3	1,4
	AS2	0,10 - 0,50	1,6	1,1	1,8	2,6	1,6	2,8	1,6
		0,50 - 1,00	2,8	2,5	3,0	4,2	4,0	4,8	1,5
		1,00 - 2,00	2,9	2,8	3,2	4,6	3,9	4,9	1,6
		0,05 - 2,50	2,2	2,1	2,2	3,2	3,0	3,4	1,5
D	AS1	0,10 - 0,50	2,3	1,9	2,4	2,6	2,3	2,8	1,2
		0,50 - 1,00	3,1	2,8	3,2	2,8	2,6	3,0	0,9
		1,00 - 2,00	2,4	2,3	2,7	2,1	1,9	2,2	0,9
		0,05 - 2,50	2,4	2,2	2,5	2,3	2,1	2,6	1,0
	AS2	0,10 - 0,50	2,2	2,0	2,3	2,7	2,4	3,0	1,2
		0,50 - 1,00	3,1	2,8	3,4	2,8	2,7	3,3	0,9
		1,00 - 2,00	2,5	2,1	2,7	2,2	1,9	2,5	0,9

A amplificação ocorre essencialmente em períodos inferiores a 0,5 s no vale (ponto C), sendo mais pronunciada para AS1, como verificado na Figura 7-A. As acelerações espectrais de maior expressão surgem no ponto C entre 0,3–0,5 s nas duas ações sísmicas, onde a resposta 2D é significativamente superior à 1D, evidenciando efeitos bidimensionais associados à configuração da bacia. Considerando o pico máximo de resposta neste domínio, aproximadamente a 0,4 s, a aceleração máxima é cerca de 16 m/s^2 para AS1, cuja dispersão estatística (P16 e P84) revela limites de variação entre $10,8 \text{ m/s}^2$ (P16) e $17,7 \text{ m/s}^2$ (P84), e cerca de 13 m/s^2 para AS2, cujos percentis variam entre $4,9 \text{ m/s}^2$ (P16) e $17,6 \text{ m/s}^2$ (P84). Nos restantes pontos, a aceleração espectral é inferior

6 m/s² em todos os intervalos de período para AS1. Para AS2 os valores mais elevados (~15–20 m/s²) em períodos inferiores a 0,1 s nos pontos A e B relacionam-se com a camada de aterro.

Para explorar os fenómenos bidimensionais que governam a resposta local, a razão entre os espectros medianos 2D e 1D é avaliada para os pontos selecionados (Figura 7-B). A Figura 8 apresenta a variação dos fatores de agravamento (AGF) ao longo do perfil 1, calculados para os pontos e intervalos de período definidos.

Há evidências de efeitos bidimensionais no vale (ponto C), com amplificação máxima em torno de 0,4 s para AS1 e AS2 (picos da razão 2D/1D) (Figura 7-B). No intervalo 0,1–0,5 s, os AGF são ~1,8 para AS1 e ~1,3 para AS2 (Figura 8; Quadro 2). No ponto C, a amplificação mais elevada ocorre entre 0,2 e 0,4 s, coincidindo com a frequência do pico H/V (aproximadamente 3,2 Hz), como identificado noutros estudos (e.g., Pagliaroli et al., 2015; 2020).

A boa concordância entre os resultados 1D e 2D obtidos nos pontos A, B, D e E sugere efeitos bidimensionais reduzidos ou negligenciáveis. Nos pontos D e E identificam-se pequenos efeitos 2D (~1,2–1,3) no intervalo 0,1–0,5 s para ambas as ações sísmicas, atribuíveis a efeitos topográficos (Figura 7-B; Quadro 2). Nos pontos A e B, a proximidade entre as respostas 1D e 2D resulta em fatores de amplificação residuais essencialmente estratigráficos, captados pela análise 1D, sendo a maior amplificação observada no ponto B para AS2 possivelmente relacionada com a combinação entre os acelerogramas selecionados e as condições geológicas locais (Figura 7-B; Quadro 2). A maior espessura dos depósitos de cobertura potencia a amplificação sísmica para AS1 (ver ponto C na Figura 7). No intervalo 0,05–2,50 s, os AGF nos pontos C, D e E variam entre 1,1 e 1,2 para ambas as ações sísmicas (Figura 8; Quadro 2).

De um modo geral, os resultados obtidos são consistentes com os apresentados por Riga et al. (2016), que realizaram várias análises numéricas paramétricas 2D viscoelásticas lineares em grandes bacias aluvionares homogêneas, simétricas ou assimétricas. Os autores verificaram que, para uma razão de forma de 0,2 e ângulos de inclinação suaves (semelhantes à geometria do vale de Alcântara), o fator de agravamento varia entre 1,2 e 2 quando estimado para uma distância normalizada $x/w = 0,50$ (onde x é a distância da borda e w é o comprimento do vale) correspondente ao ponto C (Figura 8). Estes valores correspondem ao intervalo de período de 0,3–1,5 $T_{0,c}$, em que $T_{0,c}$ é o período fundamental 1D no centro do vale; no vale de Alcântara, $T_{0,c}$ é de cerca de 0,35 s (intervalo de período 0,10–0,50 s). De salientar que as conclusões obtidas por Riga et al. (2016) baseiam-se na análise linear viscoelástica e o papel da não linearidade do solo não é abordado.

Os fatores de agravamento medianos associados ao efeito de vale são também comparáveis ao intervalo obtido noutros casos de estudos, como as bacias de Mugello (Itália) e Mygdonian (Grécia), onde foram obtidos valores de aproximadamente 1,1 a 1,5 (Madias et al., 2017) e 1,25 a 2 (Raptakis et al., 2004), respetivamente, para o intervalo de período de 0,10 a 0,50 s.

4.2 – Perfil 2 (NW-SE): Colina do Castelo

No perfil 2, o pico de AF_{2D} ocorre no centro do vale (ponto B) entre 0,1–0,5 s. Para AS1, a mediana de AF_{2D} é de 3,8, registando-se uma variação da resposta entre 3,4 (P16) e 4,4 (P84) em função da dispersão dos acelerogramas (Figura 9-A; Quadro 3). Para AS2, a mediana de AF_{2D} é de 4,0 (P16 = 3,4 e P84 = 4,2) (Figura 9-B; Quadro 3). De acordo com Oliveira et al. (2023), a curva H/V do ponto M177 é praticamente plana, possivelmente devido à proximidade do limite do vale, onde afloram materiais rijos (formação MIII). No topo da colina (ponto C), o pico de AF_{2D} verifica-se entre 1,0–2,0 s, atingindo um valor mediano de 4,4 (P16 = 3,4 e P84 = 4,9) para AS1 e 4,6 (P16 = 3,4 e P84 = 4,9) para AS2 (Figura 9; Quadro 3). Neste ponto, o HVSr-M176 apenas identifica um pico de frequência elevada (> 10 Hz), associado a um contraste de impedâncias superficial (Oliveira et al., 2023). Valores elevados de AF_{2D} nos pontos A e D, em períodos baixos a intermédios, observam-se em AS1 (Figura 9-A; Quadro 3) e AS2 (Figura 9-B; Quadro 3), estando relacionados com a morfologia do subsolo, em particular com a presença de camadas inclinadas.

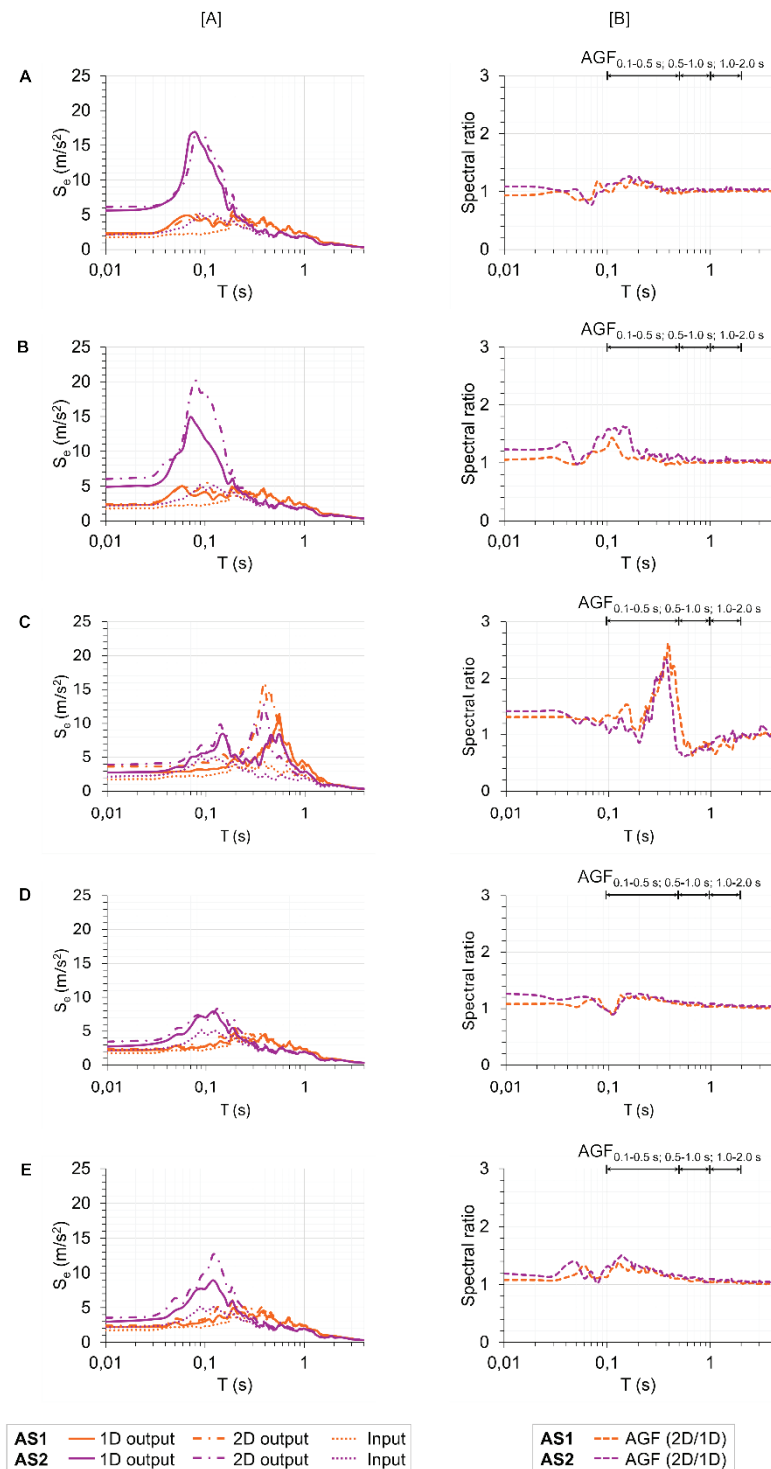


Fig. 7 – Perfil 1: [A] espectros de resposta 1D e 2D medianos ($D = 5\%$) e ação sísmica (input); [B] razão espectral 2D/1D nos pontos A, B, C, D e E para AS1 e AS2.

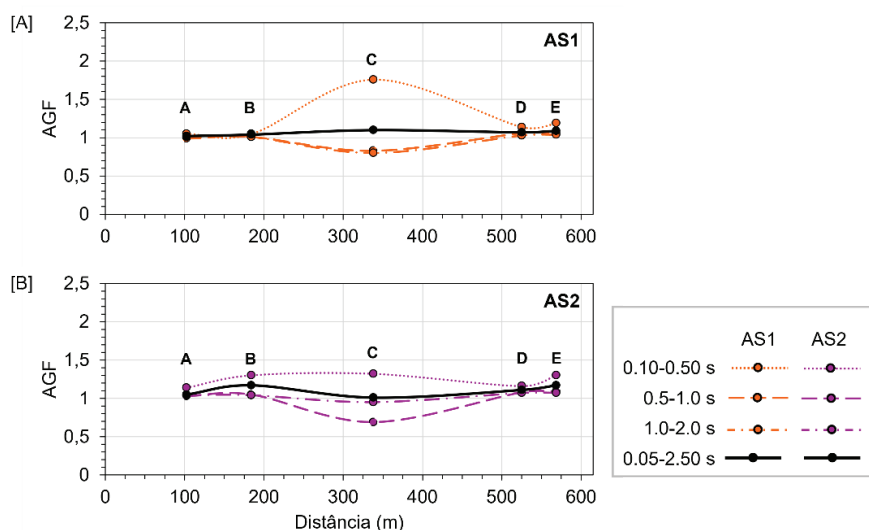


Fig. 8 – Variação dos fatores de agravamento (AGF) medianos estimados para os pontos e intervalos de período especificados, ao longo do perfil 1: [A] AS1 e [B] AS2.

De acordo com a variação de AF_{2D} ao longo do perfil e considerando o intervalo 0,05–2,50 s, os valores medianos de AF_{2D} situam-se entre 3–3,4 no topo da colina (distância = 920 – 1200 m; Figura 9) e em torno de 2,5 no centro do vale (distância = 680 – 760 m; Figura 9).

A amplificação é mais significativa para períodos curtos ($< 0,5$ s) no vale (ponto B), sobretudo para AS1, e para períodos longos ($> 0,5$ s) no topo da colina (ponto C) para ambas as ações sísmicas (Figura 10-A). No ponto A, a amplificação é mais pronunciada para períodos superiores a 0,3 s em AS1 e inferiores a 0,3 s em AS2, enquanto no ponto D ocorre essencialmente para períodos superiores a 0,1 s. As acelerações espectrais de maior expressão surgem no ponto B entre 0,3–0,5 s nas duas ações sísmicas, onde a resposta 2D é superior à 1D, evidenciando efeitos bidimensionais associados à configuração da bacia. Considerando o pico máximo de resposta neste domínio, aproximadamente a 0,4 s, a aceleração máxima é cerca de 20 m/s^2 para AS1, cuja dispersão estatística (P16 e P84) varia entre 10,8 m/s^2 (P16) e 24,3 m/s^2 (P84), e cerca de 13 m/s^2 para AS2, cujos percentis variam entre 5,7 m/s^2 (P16) e 27,2 m/s^2 (P84). Nos pontos A, C e D a aceleração espectral é inferior a 10–12 m/s^2 em todos os intervalos de período para ambas as ações sísmicas.

Tal como no perfil 1, para explorar os fenómenos bidimensionais que governam a resposta local, a razão entre os espectros medianos 2D e 1D é avaliada para os pontos selecionados, como apresentado na Figura 10-B. Por sua vez, a Figura 11 apresenta a variação dos fatores de agravamento (AGF) ao longo do perfil 2, calculados para os pontos e intervalos de período definidos.

No ponto B identificam-se efeitos bidimensionais entre 0,2–0,4 s para AS1 e AS2, correspondentes a picos do rácio 2D/1D e associados ao efeito de vale e à configuração da bacia (Figura 10-B). No intervalo 0,1–0,5 s, os valores de AGF são da ordem de 1,2 para AS1 e 1,3 para AS2 (Figura 11; Quadro 3). No ponto C, observam-se efeitos 2D nos intervalos 0,5–1,0 s e 1,0–2,0 s para ambas as ações sísmicas, refletindo os efeitos topográficos da colina, com AGF entre ~1,5 e ~1,6 (Figura 11; Quadro 3). O rácio espectral indica que os efeitos bidimensionais predominam para períodos inferiores a 2 s. No ponto A, o AGF é aproximadamente unitário para AS1 e AS2, enquanto no ponto D se identificam apenas efeitos 2D residuais no intervalo 0,01–0,05 s (Figura 11; Quadro 3), associados à morfologia do subsolo (i.e., camadas inclinadas). Considerando o intervalo 0,05–2,50 s, os valores de AGF nos pontos B e C variam entre 1,1 e 1,5 para ambas as ações sísmicas (Figura 11; Quadro 3).

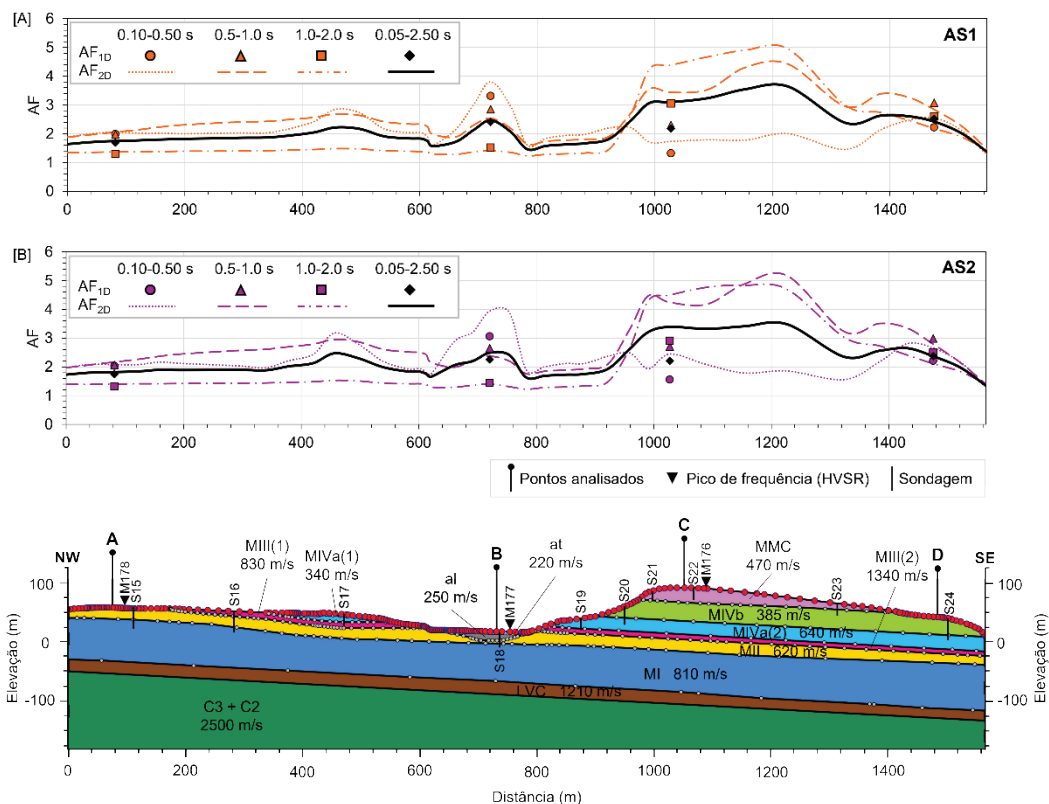


Fig. 9 – Perfil 2: Variabilidade do fator de amplificação total (AF_{2D}) mediano nos intervalos 0,10–0,50 s, 0,5–1,0 s, 1,0–2,0 s e 0,05–2,50 s, comparados com os valores calculados a partir da análise da resposta sísmica 1D (AF_{1D}) nos pontos A, B, C e D para [A] AS1 e [B] AS2. O modelo geológico-geotécnico correspondente a este perfil encontra-se na base da figura.

O fator de agravamento obtido no ponto C (1,5–1,6) para intervalos de período 0,5–1,0 s e 1,0–2,0 s é comparável aos valores obtidos por Pagliaroli et al. (2020) para o topo da colina em Montedinove (Itália), onde este parâmetro varia de 1,5 a 2. Em contraste com o aqui observado, o fator de agravamento máximo no topo da colina em Montedinove (máximo AGF ~ 3) é observado no intervalo 0,1–0,5 s, o que está relacionado com as características do subsolo. Os valores estimados estão também de acordo com os valores médios de AGF estimados por Pagliaroli et al. (2011) para a colina de Nicastro (sul de Itália) (1,37–1,85 para o AS1 e 1,18–1,89 para o AS2).

Segundo o EC8, o fator de amplificação topográfico para colinas com topo significativamente mais estreito do que a base é de 1,4 para ângulos de inclinação $i > 30^\circ$ e de 1,2 para $15^\circ < i < 30^\circ$ (CEN, 2004). Neste estudo, o ângulo de inclinação da colina é de aproximadamente 20° e o fator máximo de amplificação topográfico obtido varia entre 1,4 e 1,5, ligeiramente superior aos valores de referência do EC8.

4.3 – Considerações sobre o impacto da variação topográfica e da morfologia do subsolo

De forma geral, os efeitos de vale são mais relevantes nos curtos períodos, enquanto os efeitos topográficos e os associados à morfologia do subsolo predominam nos períodos intermédios a longos, tanto para AS1 como para AS2.

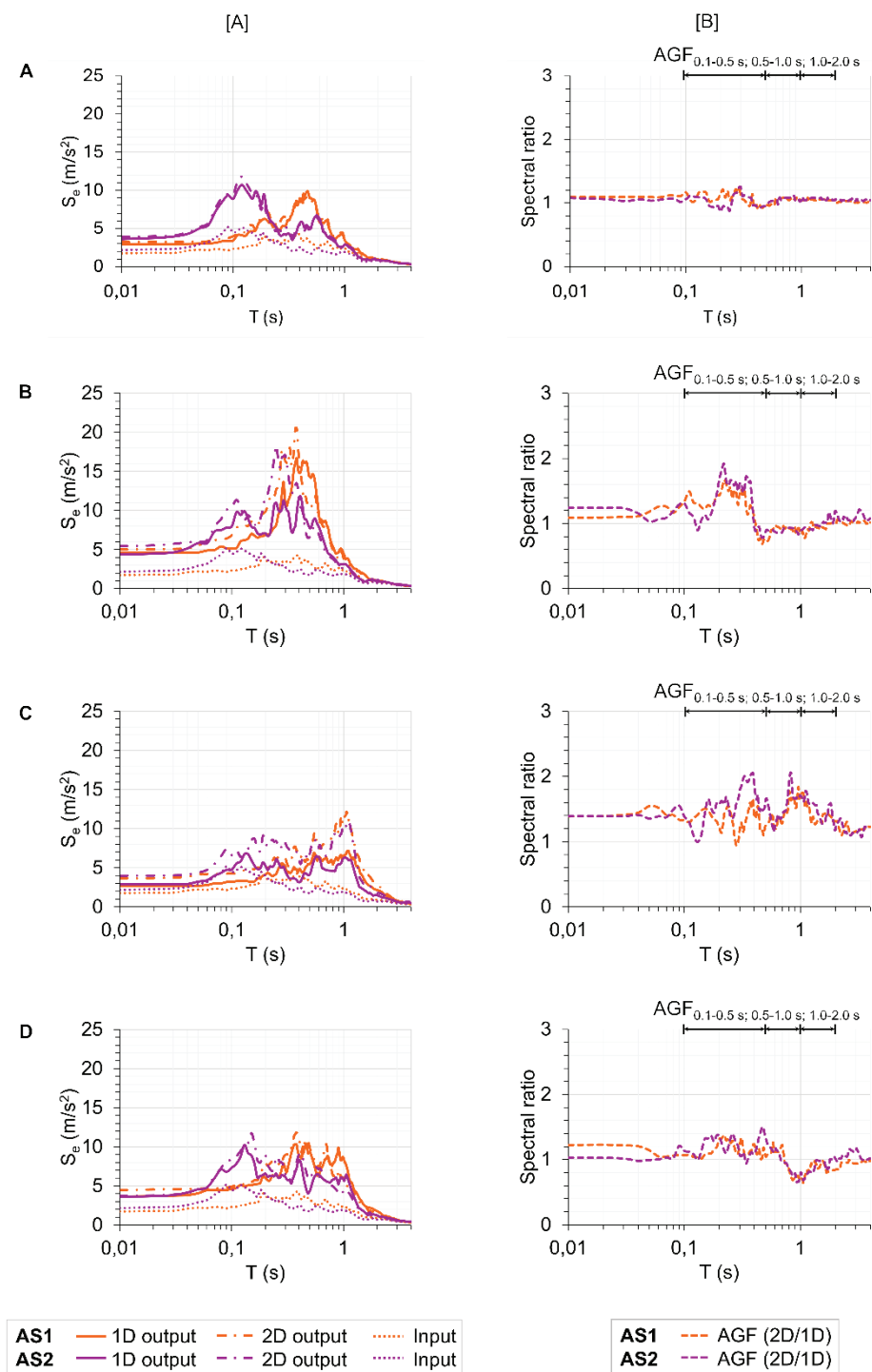


Fig. 10 – Perfil 2: [A] espectros de resposta 1D e 2D medianos ($D = 5\%$) e ação sísmica (input); [B] razão espectral 2D/1D nos pontos A, B, C e D para AS1 e AS2.

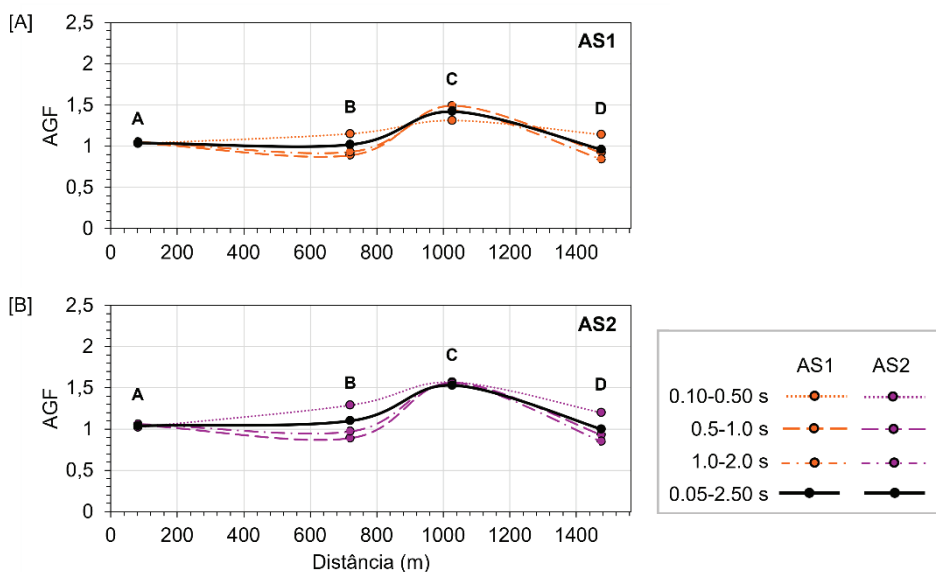


Fig. 11 – Variação dos fatores de agravamento (AGF) medianos estimados para os pontos e intervalos de período especificados, ao longo do perfil 2: [A] AS1 e [B] AS2.

O efeito do vale é importante no intervalo 0,1 a 0,5 s ($AGF \sim 1,8$ para AS1 e 1,3 para AS2) e residual nos restantes períodos, considerando o caso do vale de Alcântara (Figura 8). Considerando a sua geometria, a margem direita apresenta uma inclinação de cerca de 25° e uma elevação superior a 30 m acima da superfície do vale (50-60 m). De acordo com o EC8, existe um efeito topográfico quando as irregularidades topográficas têm uma elevação superior a 30 m e um ângulo de inclinação superior a 15° (CEN, 2004). Assim, a variação topográfica justifica os efeitos 2D identificados na margem direita do vale de Alcântara ($AGF \sim 1,1-1,3$).

O vale no perfil 2 (ponto B; Figura 9) apresenta um ligeiro efeito bidimensional quando comparado com o observado no vale do Alcântara; contudo, este efeito é também significativo nos curtos períodos ($AGF \sim 1,1-1,3$). Neste caso, o efeito de amplificação observado deve-se principalmente a efeitos estratigráficos (Figura 11). O efeito topográfico observado junto ao topo da colina neste mesmo perfil é importante nos períodos intermédios a longos ($AGF \sim 1,4-1,6$; Figura 11).

Considerando a abordagem de Bard e Bouchon (1985), a razão de forma, h/l , do vale de Alcântara (perfil 1) é de aproximadamente 0,29 e o contraste de velocidade entre o leito rochoso e os sedimentos, C_v , é de 10. Consequentemente, é expectável que ocorram efeitos de vale, como demonstram os resultados obtidos (ver Figura 8). No caso do vale do perfil 2 (Figura 9), sendo um vale com uma forma não sinusoidal, a relação de forma equivalente, $h/2w$, é de aproximadamente 0,32 e o C_v é de 3,24. A razão de forma equivalente, $h/2w$, é semelhante à razão de forma, h/l , sendo inferior ao valor crítico indicado por Bard e Bouchon (1985), para além de que a resposta do vale é regida por fenómenos de ressonância bidimensionais. No entanto, de acordo com Makra et al. (2005), o efeito de vale ainda se verifica mesmo quando se consideram bacias pouco profundas, como mostram os resultados (ver Figura 11).

Vessia et al. (2011) investigaram a influência da razão de forma, da ação sísmica considerada e do contraste da impedância solo/rocha em alguns exemplos vales aluvionares simplificados. Os autores demonstraram que a razão de forma é um dos fatores mais importantes para identificar o efeito de vale. Os vales pouco profundos (rácio de forma $< 0,2$) e profundos (rácio de forma $> 0,2$) comportam-se de forma bastante diferente: o vale pouco profundo apresenta uma maior amplificação

nas margens, enquanto o vale profundo apresenta uma maior amplificação no centro, como observado nos exemplos anteriores (Figuras 7 e 10).

Riga et al. (2016) mostraram que valores máximos de $AGF < 1$ podem ocorrer na margem da bacia, o que implica que a resposta 2D é atenuada em comparação com a resposta 1D correspondente, particularmente em declives acentuados. Os fatores máximos de agravamento dependem amplamente da proporção entre a inclinação das margens e a forma na base da bacia onde a profundidade é quase constante. O rácio da forma da bacia apresenta um aumento geral, sendo mais pronunciado na parte central da bacia, onde se encontram valores medianos de 1,8 e percentis 84 de aproximadamente 2,3 para a maior proporção da forma da bacia, ou seja, vales profundos e estreitos.

Quando se considera AS1, o fator de amplificação mediano estimado no intervalo de 0,10-0,50 s para o centro do vale de Alcântara (~1,8) ajusta-se aos dados acima referidos. A AS2 tem um fator de amplificação inferior a 1,4. Tanto para o AS1 como para o AS2, o fator de amplificação mediano no vale do perfil 2 é mais baixo (1,2-1,3) do que no vale de Alcântara. Esta tendência para um vale mais raso foi também observada por Riga et al. (2016).

Alleanza et al. (2019) também realizaram uma análise paramétrica para avaliar o impacto da morfologia do subsolo na amplificação do movimento sísmico à superfície. Para tal, realizaram uma série de análises viscoelásticas lineares em modelos 2D simplificados, considerando a forma do vale, a inclinação das margens, a ação sísmica e a relação de impedância. Os autores compararam os fatores de amplificação do estudo paramétrico com os estimados para um conjunto de vales aluvionares em Itália. Os autores mostraram que a relação de impedância desempenha um papel importante na definição da resposta 2D do vale e é praticamente independente da inclinação da margem.

De acordo com Alleanza et al. (2019), a forma determinada pela razão entre o comprimento de onda (λ) mediano da ação sísmica e a espessura (H) da coluna de solo deformável no centro do vale (λ/H) para o vale de Alcântara é de aproximadamente 3,2 para AS1 e 3,7 para AS2. Isto indica que a frequência da ação sísmica considerada é superior à frequência fundamental do vale (2,7 Hz), a propagação das ondas superficiais é dominante e o efeito do vale é significativo.

Os fatores de amplificação topográfica estimados neste estudo foram comparados com os derivados dos estudos analíticos e numéricos compilados por Pagliaroli (2006), com os resultados obtidos por Pagliaroli et al. (2011) e os valores de referência do EC8.

A margem direita do vale de Alcântara (perfil 1) apresenta uma relação de forma (H/L) de 0,48 e um fator de amplificação topográfica de cerca de 1,1-1,2 (Figuras 6 e 8). A colina no perfil 2 tem uma relação H/L de 0,43 e um fator de amplificação topográfica de aproximadamente 1,4-1,5 (Figuras 9 e 11).

A tendência média dos dados derivados da literatura reportada por Pagliaroli et al. (2011) mostra que os fatores de amplificação topográfica para estas relações de forma variam entre 1,42 (H/L = 0,43) e 1,47 (H/L = 0,48). Os fatores de amplificação topográfica para o topo da colina no perfil 2 correspondem satisfatoriamente ao valor previsto pela tendência média. Uma vez que a tendência média é calculada utilizando dados analíticos e numéricos de colinas e estruturas isoladas, a comparação com o fator de amplificação topográfica para a margem do vale no perfil 1 é inadequada. Quando comparados com os resultados de Pagliaroli et al. (2011), os fatores de amplificação topográfica previstos no topo da colina (perfil 2) estão de acordo com os intervalos indicados pelos autores para AS1 (1,37-1,85) e AS2 (1,18-1,89).

De acordo com o EC8, o fator de amplificação topográfica para colinas com uma largura substancialmente inferior à base é de 1,4 para ângulos de inclinação $i > 30^\circ$ e de 1,2 para ângulos de inclinação mais suaves ($15^\circ < i < 30^\circ$). Recomenda-se um fator de amplificação topográfica de 1,2 para colinas isoladas e análises próximas ao topo de encostas (CEN, 2004). Os ângulos de inclinação na margem direita do vale no perfil 1 e no topo da colina no perfil 2 são de aproximadamente 25° e 20° , respetivamente. Os valores estimados para a margem direita do vale no perfil 1 estão de acordo

com os valores propostos pelo EC8. Em contraste, os fatores de amplificação topográfica observados no topo da colina são 15% a 25% superiores aos valores sugeridos pelo EC8.

A subestimativa está relacionada com o facto de os valores propostos pelo EC8 serem independentes da frequência, não considerando que, no topo das colinas, a amplificação topográfica é geralmente limitada e centrada em torno da frequência fundamental de vibração da colina, de acordo com o fenómeno de ressonância 2D (Pagliaroli et al., 2011). De acordo com Paolucci et al. (2021), a nova versão do EC8 (CEN/TC 250/SC 8, 2023) propõe fatores de amplificação dependentes do período.

5 – CONSIDERAÇÕES FINAIS

As variações topográficas significativas, como colinas e vales preenchidos por depósitos aluvionares, têm o potencial de gerar efeitos de vale (observados no vale de Alcântara, perfil 1) e efeitos topográficos (colina do Castelo, perfil 2), bem como efeitos 2D de menor expressão associados à morfologia do subsolo (i.e., inclinação das camadas).

De um modo geral, verificou-se uma tendência para que os efeitos de vale sejam mais relevantes nos períodos curtos, enquanto os efeitos topográficos e os associados à morfologia do subsolo parecem predominar nos períodos intermédios a longos, tanto para AS1 como para AS2. Especificamente, no vale (perfil 1), o movimento do solo apresentou um agravamento avaliado num fator de 1,3 a 1,8 face à previsão 1D no intervalo de curto período. Por sua vez, no topo da colina (perfil 2), as simulações conduzem a fatores de amplificação topográfica na ordem de 1,3 a 1,6, valores que, no contexto específico da cidade de Lisboa, se situam cerca de 15% a 25% acima dos valores indicados no EC8 em vigor.

Os resultados evidenciam que, em contextos geomorfológicos complexos como o de Lisboa, a identificação e quantificação da amplificação sísmica do solo são essenciais para a delimitação de zonas de maior risco, constituindo um contributo relevante para a caracterização do terreno e para estudos de microzonagem sísmica. Não obstante, as conclusões obtidas neste trabalho devem ser elencadas à luz de algumas limitações inerentes às características da modelação e à base de dados disponível. A profundidade relativamente superficial de uma parte significativa das sondagens disponíveis condiciona a identificação das formações geológicas e, principalmente, do substrato sísmico profundo, introduzindo incerteza na caracterização dos perfis em profundidade. A profundidade limitada das sondagens também condiciona a validação e extensão em profundidade dos cortes geológicos de Almeida (1986). A análise suportou-se metodologicamente em modelos 1D e 2D que, embora cruciais para capturar os efeitos de vale e topográficos, negligenciam efeitos 3D associados à complexidade geológica e morfológica do subsolo. A integração de modelos 3D nestas análises, embora ideal, permanece um desafio face aos elevados custos computacionais e à necessidade de dados tridimensionais detalhados. Paralelamente, as simulações numéricas são afetadas pela incerteza inerente aos parâmetros adotados. Embora as análises de sensibilidade realizadas tenham permitido avaliar o impacto individual de algumas das variáveis, a precisão global dos modelos de resposta local permanece intrinsecamente ligada à necessidade de reduzir a incerteza paramétrica inicial.

Neste sentido, os resultados aqui apresentados conduzem a trabalhos futuros que visem colmatar as limitações supramencionadas, destacando-se: (i) a integração de novos dados de prospeção, nomeadamente sondagens mais profundas e um maior número de ensaios geofísicos, que permitam otimizar a identificação do substrato sísmico e robustecer a estimativa do perfil de velocidade de propagação das ondas de corte (V_s) em profundidade; (ii) a aplicação da metodologia e das análises 2D a outras zonas da cidade onde se identifiquem condições geomorfológicas relevantes (e.g., Vale da Baixa); (iii) a comparação sistemática dos fatores de amplificação aqui computados com as formulações e limites preconizados pela próxima geração do Eurocódigo 8; e (iv) comparação dos fatores de amplificação calculados neste estudo com os valores previstos na próxima geração do Eurocódigo 8.

6 – AGRADECIMENTOS

Esta investigação foi financiada pela Fundação para a Ciência e a Tecnologia, I.P./MCTES (I.P. (FCT, <https://ror.org/00snfq58>) através de fundos nacionais (PIDDAC): LA/P/0068/2020 (<https://doi.org/10.54499/LA/P/0068/2020>), UID/50019/2025- (<https://doi.org/10.54499/UID/50019/2025>), UID/PRR/50019/2025 (<https://doi.org/10.54499/UID/PRR/50019/2025>) e UID/PRR2/50019/2025 (<https://doi.org/10.54499/UID/PRR2/50019/2025>). Esta investigação foi igualmente financiada pela Fundação para a Ciência e a Tecnologia, I.P. (FCT, <https://ror.org/00snfq58>) sob o financiamento UID/6438/2025 (<https://doi.org/10.54499/UID/06438/2025>) da unidade de investigação CERIS. A primeira autora agradece à Fundação para a Ciência e Tecnologia, I.P./MCTES pelo financiamento através da bolsa de doutoramento atribuída (Ref. SFRH/BD/146030/2019). Para efeitos de Acesso Aberto, o autor aplicou a qualquer versão do manuscrito aceite (AAM) resultante desta submissão uma licença Creative Commons CC-BY.

7 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abraham, J. R.; Lai, C. G.; Papageorgiou, A. (2015). *Basin-effects observed during the 2012 Emilia earthquake sequence in Northern Italy*. Soil Dynamics and Earthquake Engineering, vol. 78, pp. 230-242. <https://doi.org/10.1016/j.soildyn.2015.08.007>
- Alleanza, G. A.; d'Onofrio, A.; Silvestri, F.; Chiaradonna, A. (2019). *Parametric study on 2D effect on the seismic response of alluvial valleys*. Earthquake Geotechnical Engineering for Protection and Development of Environment and Constructions, Associazione Geotecnica Italiana, Rome, Italy.
- Almeida, F. M.; Almeida, I. M. (1997). *Contribution to updating the Geological Map of the Municipality of Lisbon*. 6th National Congress on Geotechnics, IST, Lisboa, pp. 107-115.
- Almeida, I. M. (1991). *Geotechnical Characterisation of Lisbon soils*. PhD Thesis, University of Lisbon, 485 p.
- Almeida, I. M.; Pinto, C.; Matildes, R.; Carreira, D.; Taborda, R.; Jeremias, T. (2010). *GeoSIS_Lx a Geoscientific Information System for Lisbon Geotechnical Data Management*. IAEG Congress Geologically Active, Taylor and Francis Group, London, pp. 1611-1618.
- Amoroso, S.; Gaudiosi, I.; Tallini, M.; Di Giulio, G.; Milana, G. (2018). *2D site response analysis of a cultural heritage: the case study of the site of Santa Maria di Collemaggio Basilica (L'Aquila, Italy)*. Bulletin of Earthquake Engineering, vol. 16, nº 10, pp. 4443-4466. <https://doi.org/10.1007/s10518-018-0356-2>
- Bard, P. Y. (1999). *Local effects on strong ground motion: physical basis and estimation methods in view of microzoning studies*. Proceedings of Advanced Study Course in Seismotectonic and Microzonation techniques in Earthquake Engineering, Kefalonia, Greece.
- Bard, P.-Y.; Bouchon, M. (1985). *The two-dimensional resonance of sediment-filled valleys*. Bulletin of the Seismological Society of America, vol. 75, nº 2, pp. 519-541.
- Boore, D. M. (1972). *A note on the effect of simple topography on seismic SH waves*. Bulletin of the Seismological Society of America, vol. 62, pp. 275-284.
- Cauzzi, C.; Faccioli, E.; Costa, G. (2010). *1D and 2D site amplification effects at Tarcento (Friuli, NE Italy), 30 years later*. Journal of Seismology. <https://doi.org/10.1007/s10950-010-9202-y>

- CEN (2004). *Eurocode 8: Design of structures for earthquake resistance Part 1: General rules, seismic actions, and rules for buildings*. NP EN 1998-1, CEN, 229 p.
- CEN/TC 250/SC 8 (2023). *Eurocode 8: Earthquake resistance design of structures*. EN1998-1-1 working draft N1283 12-09-2023.
- Chávez-García, F. J.; Faccioli, E. (2000). *Complex site effects and building codes: making the leap*. Journal of Seismology, vol. 4, pp. 23-40.
- Cotter, J. C. B. (1956). *The marine miocene in Lisbon*. Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal, XXXVI, Lisboa, 170 p.
- Darendeli, M. B. (2001). *Development of a new family of normalized modulus reduction and material damping curves*. PhD Thesis, The University of Texas at Austin, 394 p.
- IPQ (2010). *Eurocódigo 8: Projectos de estruturas para resistência aos sismos – Parte 1: Regras gerais, acções sísmicas e regras para edifícios*. NP EN 1998-1, Instituto Português da Qualidade, 230 p.
- Joyner, W. B.; Chen, A. T. F. (1975). *Calculation of nonlinear ground response in earthquakes*. Bulletin of the Seismological Society of America, vol. 65, n° 5, pp. 1315-1336.
- Kottke, A. R.; Rathje, E. M. (2008). *Technical manual for strata*. PEER report 2008/10, Pacific Earthquake Engineering Research Center College of Engineering, University of California, Berkeley.
- Kramer, S. L. (1996). *Geotechnical earthquake engineering*. Prentice-Hall Inc, Hoboken.
- Kuhlemeyer, R. L.; Lysmer, J. (1973). *Finite element method accuracy for wave propagation problems*. Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division, vol. 99, n° SM5, pp. 421-427.
- Luzi, L.; Lanzano, G.; Felicetta, C.; D'Amico, M. C.; Russo, E.; Sgobba, S.; Pacor, F.; ORFEUS Working Group 5 (2020). *Engineering Strong Motion Database (ESM) (Version 2.0)*. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). <https://doi.org/10.13127/ESM.2>
- Madiai, C.; Facciorusso, J.; Gargini, E. (2017). *Numerical modeling of seismic site effects in a shallow alluvial basin of the northern Apennines (Italy)*. Bulletin of the Seismological Society of America, vol. 107, pp. 2094-2105. <https://doi.org/10.1785/0120160293>
- Makra, K.; Chavez-Garcia, F. J.; Raptakis, D.; Pitilakis, K. (2005). *Parametric analysis of the seismic response of a 2D sedimentary valley: implications for code implementations of complex site effects*. Soil Dynamics and Earthquake Engineering, vol. 25, pp. 303-315.
- Moitinho de Almeida, F. (1986). *Carta Geológica do Concelho de Lisboa, escala 1:10 000*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, Portugal.
- Molina, S.; Lang, D. H.; Singh, Y.; Meslem, A. (2019). *A period-dependent topographic amplification model for earthquake loss estimation*. Bulletin of Earthquake Engineering, vol. 17, pp. 3709-3725. <https://doi.org/10.1007/s10518-019-00608-1>
- Oliveira, L. (2024). *Seismic microzonation studies for Lisbon*. PhD Thesis, University of Lisbon, 408 p.
- Oliveira, L.; Teves-Costa, P.; Pinto, C.; Gomes, R. C.; Almeida, I. M.; Ferreira, C.; Pereira, T. R.; Sotto-Mayor, M. (2020). *Seismic microzonation based on large geotechnical database: application to Lisbon*. Engineering Geology, vol. 265, 105417. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2019.105417>

- Oliveira, L.; Gomes, R. C.; Teves-Costa, P. (2023). *Contribution to the seismic microzonation of Lisbon based on the integration of geological, geophysical, and geotechnical data*. Soil Dynamics and Earthquake Engineering, vol. 171, 107965. <https://doi.org/10.1016/j.soildyn.2023.107965>
- Pagliaroli, A. (2006). *Studio numerico e sperimentale dei fenomeni di amplificazione sismica locale di rilievi isolati*. PhD Thesis in Geotechnical Engineering, Università di Roma "La Sapienza", Roma.
- Pagliaroli, A.; Avalle, A.; Falcucci, E.; Gori, S.; Galadini, F. (2015). *Numerical and experimental evaluation of site effects at ridges characterized by complex geological setting*. Bulletin of Earthquake Engineering, vol. 13, pp. 2841-2865. <https://doi.org/10.1007/s10518-015-9753-y>
- Pagliaroli, A.; Lanzo, G.; D'Elia, B. (2011). *Numerical evaluation of topographic effects at the Nicastro ridge in Southern Italy*. Journal of Earthquake Engineering, vol. 15, n° 3, pp. 404-432. <https://doi.org/10.1080/13632469.2010.501892>
- Pagliaroli, A.; Pergalani, F.; Ciancimino, A.; Chiaradonna, A.; Compagnoni, M.; de Silva, F.; Foti, S.; Giallini, S.; Lanzo, G.; Lombardi, F.; Luzi, L.; Macerola, L.; Nocentini, M.; Pizzi, A.; Tallini, M.; Teramo, C. (2020). *Site response analyses for complex geological and morphological conditions: relevant case-histories from 3rd level seismic microzonation in Central Italy*. Bulletin of Earthquake Engineering, vol. 18, pp. 5741-5777. <https://doi.org/10.1007/s10518-019-00610-7>
- Paolucci, R.; Aimar, M.; Ciancimino, A.; Dotti, M.; Foti, S.; Lanzano, G.; Mattevi, P.; Pacor, F.; Vanini, M. (2021). *Checking the site categorization criteria and amplification factors of the 2021 draft of Eurocode 8 Part 1-1*. Bulletin of Earthquake Engineering, 19, 4199-4234. <https://doi.org/10.1007/s10518-021-01118-9>
- Raptakis, D.; Makra, K.; Anastasiadis, A.; Pitilakis, K. (2004). *Complex site effects in Thessaloniki (Greece): II. 2D SH modelling and engineering insights*. Bulletin of Earthquake Engineering, vol. 2, pp. 301-327.
- Riga, E.; Makra, K.; Pitilakis, K. (2016). *Aggravation factors for seismic response of sedimentary basins: a code-oriented parametric study*. Soil Dynamics and Earthquake Engineering, vol. 91, pp. 116-132. <https://doi.org/10.1016/j.soildyn.2016.09.048>
- Rodriguez-Plata, R.; Ozcebe, A. G.; Smerzini, C.; Lai, C. G. (2021). *Aggravation factors for 2D site effects in sedimentary basins: The case of Norcia, central Italy*. Soil Dynamics and Earthquake Engineering, vol. 149, 106854. <https://doi.org/10.1016/j.soildyn.2021.106854>
- Rollins, K. M.; Evans, M. D.; Diehl, N. B.; Daily, W. D. III (1998). *Shear modulus and damping relationships for gravels*. Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering, vol. 124, n° 5, pp. 396-405.
- Schnabel, P. B.; Lysmer, J.; Seed, B. H. (1972). *SHAKE—A computer program for earthquake response analysis of horizontally layered sites*. Report No. EERC 72/12, University of California, Berkeley, California.
- STACEC (2017). *LSR-2D (local seismic response 2D)*. <http://www.stacec.com>
- Teves-Costa, P.; Almeida, I. M.; Rodrigues, I. N. (2011). *Identification and characterization of soil type. Microzonation map of surface formations*. Report IE14/IE15, Project LISBOA-02-3207-FEDER-000044: natural and technological risk assessment of the city of Lisbon. FFCUL, Lisbon, Portugal.

- Teves-Costa, P.; Almeida, I. M.; Silva, P. L. (2001). *Microzonation of Lisbon: 1-D theoretical approach*. Pure and Applied Geophysics, vol. 158, pp. 2579-2596. <https://doi.org/10.1007/PL00001187>
- Tsai, N. C. (1969). *Influence of local geology on earthquake ground motion*. Ph.D. Thesis, California Institute of Technology, Pasadena.
- Verrucci, L.; Pagliaroli, A.; Lanzo, G.; Di Buccio, F.; Biasco, A.; Cucci, C. (2022). *Damping formulations for finite difference linear dynamic analyses: performance and practical recommendations*. Computers and Geotechnics, vol. 142, 104568. <https://doi.org/10.1016/j.compgeo.2021.104568>
- Vessia, G.; Russo, S.; Lo Presti, D. (2011). *A new proposal for the evaluation of the amplification coefficient due to valley effects in the simplified local seismic response analyses*. Italian Geotechnical Journal, vol. 4, pp. 51-77.