

UNIVERSIDADE DE LISBOA
FACULDADE DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA GEOGRÁFICA, GEOFÍSICA E ENERGIA



Caracterização da Actividade Sísmica de Monchique

Analdyne Mandinga da Cruz Soares

Mestrado em Ciências Geofísicas
Geofísica Interna

Dissertação orientada por:
Susana Inês da Silva Custódio

Agradecimentos

Primeiramente, gostaria de agradecer ao IPMA por me ter desmobilizado os dados utilizados neste trabalho.

Agradeço também ao professor Nuno Afonso Dias por permitir que consiga ter acesso às formas de onda dos eventos presentes na base de dados do INFANTE.

Gostaria também de agradecer a minha orientadora, professora Suzana Custódio, e à Catarina Matos por me terem acompanhado ao longo deste processo e por me terem tentado, sempre que tiveram hipótese, suavizar o meu pessimismo dando-me confiança para poder dar o meu melhor.

Um grande “Obrigada” às minhas colegas de Laboratório, Margarida e Carolina, por, às vezes, me terem ligado o TeamViewer e serem o meu dicionário particular de sinónimos e à Máfia da Pirâmide Quadrangular das Bermudas por oferecerem a sua amizade.

Agradeço aos meus pais, Margarida e Engrácio Jordão, por nos ter trazido para Portugal e me terem dado a oportunidade de conhecer e me deslumbrar pelo mundo e pela ciência.

Agradeço especialmente as minhas irmãs, Tânia e Liliana, por terem feito as tarefas domésticas sempre que eu não podia e pelo apoio que me têm dado.

E a todos que já não me lembro...

Abstract

When we discuss the seismic activity of the Iberian Peninsula, namely continental Portugal, the intraplate context plays a lesser role relatively to the convergent regime between the Eurasian and African lithospheric plates. However, the earthquake cluster identified in Monchique region in previous studies is related with intraplate seismicity. The Monchique complex is an igneous intrusion related to several other oceanic and continental intrusions formed during the upper Cretaceous alkaline magmatic activity (70-100 Ma)

The uprise and installation of magma in the crust causes changes in the physical and chemical properties of the nesting rocks, making the lithosphere more favourable to formation of fractures and, consequently, to occurrence of earthquakes. In this work, we study the Monchique region to characterize, in the best way, its seismicity and link the observed seismic activity to the geotectonic emplacement. We also sought to understand the mechanisms that triggers earthquakes in this region. To this end, we relocated the events occurred in the region of Monchique between 2007 and 2015 using the NonLinLoc program. We also performed an analysis of the waveforms of the events closest to the Monchique massif to verify if the radiation pattern of these events and, consequently, the type of focal mechanism is similar.

Since the calculated b-value was $0.99 \approx 1$, we assume that the Monchique lithosphere resembles a lithosphere of a typical tectonically active zone. The seismicity observed in Monchique was considered as profound because most of the hypocentres are located between 5 and 20 km. The relocation allowed to recognize two alignments oriented NNE-SSW and E-W, already observed in previous studies, which the last one appears to be subdivided in two segments (ENE-WSW and WNW-ESE) separating the north and southern section of the massif. These alignments reflect roughly the rheological boundaries observed at the surface and there is a possibility that they can define existing active faults.

Another hypothesis would be that the earthquakes would be provoked in small fractures indicating the presence of a zone of fracture (shear zone). According to the hydrology of this region, it is possible that the percolation of fluids and/or the rheological contrasts are some of the main factors that induce the seismicity observed in the Monchique complex. Although we didn't calculate focal mechanisms in this work, waveform analysis shows that there are 100 pairs of earthquakes with a correlation coefficient greater than 90% for the P wave, and 15 pairs of earthquakes with a correlation coefficient greater than 90 % for S wave. This is a good indication that the radiation pattern of these events is similar and that, consequently, their focal mechanisms are identical. It was not possible to draw a concrete and objective conclusion from the identification of families of earthquakes. However, in some seismic stations we identified clusters which suggests that there isn't a unique type of the earthquake focal mechanism in the Monchique igneous complex region or that the instrumentation used was not the best (eg. the seismic network is not dense enough).

Keywords

Hipocentral Localization; NonLinLoc; Cross-Correlation; Monchique;

Resumo

Quando se fala sobre a atividade sísmica da Península Ibérica, nomeadamente, Portugal continental, o contexto intraplaca desempenha um papel inferior em relação ao regime convergente entre as placas litosféricas Eurásia e Africana. No entanto, o *cluster* de sismos identificado na região de Monchique em estudos anteriores está associado à sismicidade intraplaca. O complexo de Monchique é uma intrusão ígnea associada a várias outras intrusões oceânicas e continentais formadas durante a atividade magmática alcalina do Cretácico superior (70-100 Ma).

A ascensão e instalação de magma na crosta provoca alterações nas propriedades físicas e químicas das rochas encaixantes, tornando a litosfera mais propícia à formação de fraturas e, consequentemente, à ocorrência de sismos. Neste trabalho, estudou-se a região de Monchique com o objetivo de caracterizar, da melhor forma, a sismicidade e associá-la ao contexto geotectónico da região. Procurou-se, também, compreender os mecanismos desencadeadores dos sismos que ocorrem na região. Para esse fim, realocizaram-se os eventos ocorridos na região de Monchique entre 2007 e 2015 através do programa NonLinLoc. Efetuou-se, também, uma análise das formas de onda apenas dos eventos localizados sobre o maciço ígneo de modo a verificar se o padrão de radiação destes eventos é semelhante e, consequentemente, o tipo de mecanismo focal.

Assume-se que a litosfera da região de Monchique se assemelha a uma litosfera de uma zona tectonicamente ativa típica, visto que, o *b-value* calculado foi de $0.99 \approx 1$. A sismicidade observada em Monchique foi considerada profunda pois, a maior parte dos hipocentros encontram-se entre os 5 e 20 km. A realocização permitiu reconhecer duas lineações com orientação NNE-SSW e E-W já observada em estudos anteriores, sendo que a última aparenta estar dividida em dois segmentos (ENE-WSW e WNW-ESE), separando as secções norte e sul do maciço. Estas lineações refletem, de forma grosseira, os limites reológicos que se observam à superfície e, existe a possibilidade de que as mesmas possam delimitar falhas ativas existentes no local. Outra hipótese seria que os sismos seriam provocados em pequenas fraturas indicando a presença de uma zona de fratura (*shear zone*). De acordo com a hidrologia desta região, é possível que a percolação de fluidos e/ou os contrastes reológicos sejam alguns dos principais fatores desencadeadores da sismicidade observada em sobre o complexo de Monchique. Apesar de não se ter calculado mecanismos focais neste trabalho, a análise de formas de onda mostra que existem 100 pares de sismos com coeficiente de correlação maior que 90%, para a onda P, e 15 pares de sismos com coeficiente de correlação maior que 90%, para a onda S. Este facto é uma boa indicação de que o padrão de radiação desses eventos é semelhante e, que, consequentemente, os seus mecanismos focais são idênticos. Não foi possível retirar uma conclusão concreta e objetiva da identificação de famílias de sismos. Contudo, em algumas estações identificaram-se clusters o que sugere que, não existe um único tipo de o mecanismo focal de sismos na região do complexo ígneo de Monchique ou que a instrumentação usada não é adequada (ex: rede sísmica pouco densa).

Palavras-Chave

Localização Hipocentral; NonLinLoc; Correlação Cruzada; Monchique

Conteúdo

Agradecimentos	ii
Abstract	iii
Resumo	iv
Lista de Figuras	vii
Lista de Tabelas	xi
Listagens	xiii
Acrónimos	xv
1 Introdução	1
1.1 Enquadramento Geológico	3
1.1.1 Magmatismo Alcalino do W da Ibéria	4
1.2 Caracterização sismo-tectónica da região de Monchique	6
1.2.1 Hidrologia de Monchique	7
2 Dados	9
2.1 Catálogo Instrumental IPMA	10
2.1.1 <i>Tabelas de Tempo de Percurso</i>	12
2.1.2 Lei de Gutenberg-Richter	13
3 Métodos	16
3.1 NonLinLoc: Non-linear, earthquake location program	17
3.1.1 Algoritmos de Localização	19
3.2 Modelo de Velocidades	20
3.3 Formas de Onda	23
3.3.1 Correção de <i>Picking</i> associada a Correlação Cruzada	24

4	Resultados e Discussão	27
4.1	Localização Hipocentral	28
4.1.1	Testes de Localização de Hipocentros	28
4.1.2	Resíduos (<i>misfit</i>)	37
4.1.3	Análise em Profundidade	38
4.2	Análise das Formas de Onda	41
5	Conclusões	47
	Referências	51
A	Anexos	57
A.1	Exemplos de Localização	57
A.2	TRansformação SIMPLE - Equação de latitude	60
A.3	Correlação Cruzada - Resultados obtidos por estação	61

Lista de Figuras

1.1	Mapa geológico do complexo alcalino de Monchique, apresentando a diferenciação dos diversos litótipos no interior do maciço e um esquema da estrutura do encaixante Paleozoico, onde está cartografada a auréola de metamorfismo de contacto. Coordenadas em UTM, fuso 29, elipsoide internacional, datum europeu. [Figura de González-Clavijo and Valadares (2003)]	4
1.2	Anomalias magnéticas do Oeste da Ibéria (dados magnéticos da compilação de Luis and Miranda (2008)). Estão datadas as formações durante o magnetismo alcalino do Cretáceo Superior, onde os plutões de Monchique, Sines e Sintra apresentam uma assinatura magnética forte. Infere-se um alinhamento que se estende de Sintra até ao monte submarino Tore. [Figura de Neres et al. (2014)]	6
1.3	Mecanismos focais de sismos ocorridos na região do Algarve - Calculados em trabalhos anteriores (Bezzeghoud et al., 2000 ; Moreira, 1991 ; Borges et al., 2001 ; Buforn et al., 1988) e Calculados por Carrilho et al. (2004b) . Como fundo está representado o modelo neotectónico do Algarve. $\phi - SH_{max}$ representa a projeção horizontal do eixo de compressão. [Figura de Carrilho et al. (2004b)]	7
2.1	Mapa das estações que fazem parte da rede sísmica onde se evidencia com a cor branca aquelas que foram utilizadas pelo NLLoc para localizar os hipocentros sísmicos.	10
2.2	Análise preliminar do catálogo do IPMA com os eventos sísmicos da região de Monchique (Portugal) no período de 06-01-2007 a 28-08-2015.	11
2.3	Tempos de percurso de todas as fases sísmicas utilizadas na localização em função da distância à estação. Dados retirados do catálogo do IPMA para a região de Monchique (Portugal).	12
2.4	Ilustração do percurso das ondas $Pg(Sg)$ e $Pn(Sn)$ no interior da terra. [Figura adaptada de Earth Observatory]	13

2.5	Lei de Gutenberg e Richter para o catálogo do IPMA - Monchique (06-01-2007 a 30-08-2015). <i>b-value</i> em função da magnitude de completude (pontuado cinzento). Número de eventos sísmicos em função da magnitude (pontos azuis). Número cumulativo de eventos em função da magnitude (pontos alaranjados). Reta resultante da equação 2.1 com declive igual a $b = 0.99$ (tracejado vermelho). Reta vertical que indica o valor da magnitude de completude (tracejado vermelho).	14
3.1	Ilustração do método de localização Oct-Tree. a) Exemplo 2D da subdivisão sucessiva das células de acordo com a função PDF. b) Versão a 3 dimensões da divisão de células e projeção 2D das células com diferentes valores de PDF. [Figura adaptada de Lomax (2017)]	20
3.2	Estrutura de velocidades das ondas sísmicas utilizados na localização de hipocentros. a) Modelos IGN1D de (Custódio et al., 2015) e PRISM3D de (Arroucau et al., 2017). b) Sobreposição do modelo IGN1D a um modelo médio do PRISM3D em que as velocidades médias foram calculadas para mesmo intervalo de profundidades do IGN1D.	22
3.3	Representação em corte vertical tempos de percurso teóricos calculados através do modelo IGN1D de Custódio et al., 2015.	22
3.4	Modelo de velocidades PRISM3D para a península Ibérica para ondas P (esquerda) e ondas S (direita). a) e d) Valores para as profundidades de 0.5 e 5.5 km numa projeção retangular . b) e e) Valores para as profundidades de 0.5 e 5 km numa projeção em cartesiana. c) e f) Velocidade em profundidade para secções E-W e N-S com origem em (37.32 N, 8.55 W).	23
3.5	Ilustração de Localização Relativa que mostra como é que a correlação de formas de onda é utilizada para melhorar a localização relativa de eventos. Embora os traços registados em cada estação possam variar devido aos efeitos de sítio, quando os sismos são próximos e as suas formas de onda estão bem correlacionadas, é possível utilizar a diferença do tempo de chegada (Δt) de cada fase para obter os hipocentros relativos. [Figura adaptada de Shearer (1997)]	24
3.6	Exemplo de Correlação Cruzada calculada através da função <i>xcorr-pick-correction</i> . Correlação de 0.82 aos $\Delta t = 0.116$ s dos eventos 2010-12-27 10:39:15 de magnitude 1.2 e 2013-09-02 02:27:17 de magnitude 1.2 calculada na estação PNCL, componente HZ e fase P. Correlação de 0.76 aos $\Delta t = -0.088$ s dos eventos 2010-11-12 14:25:04 de magnitude 1.1 e 2013-06-07 11:08:31 de magnitude 1.1 na estação MORF, componente HE e fase S.	25

4.1	Resultados obtidos no Teste 1: Histogramas (esquerda) e conjunto de epicentros ótimos (direita).	29
4.2	Resultados obtidos no Teste 2: Histogramas (esquerda) e conjunto de epicentros ótimos (direita).	30
4.3	Resultados obtidos no Teste 3: Histogramas (esquerda) e b) conjunto de epicentros ótimos (direita).	31
4.4	Resultados obtidos no Teste 4: Histogramas (esquerda) e conjunto de epicentros ótimos (direita).	32
4.5	Comparação dos resultados obtidos: Histogramas (esquerda) e conjunto de epicentros(direita) pelos Testes 1 e 2.	33
4.6	Comparação dos resultados obtidos: Histogramas (esquerda) e conjunto de epicentros(direita) pelos Testes 2 e 3.	34
4.7	Comparação dos resultados obtidos: Histogramas (esquerda) e conjunto de epicentros (direita) pelos Testes 3 e 4.	35
4.8	Resultado da localização utilizando do NLLoc dos eventos 2007-01-06 10:01:59 (a) e 2013-07-10 08:05:25 (b). Distribuição da função PDF representada por pontos vermelhos e elipse de erro marcada a azul. Hipocentro Maximum Likelihood (estrela azul) e hipocentro esperado (centro do elipsoide).	36
4.9	Epicentros ótimos: Maximun Likelihood vs Expectation Hypocenter para todos os testes. a) Teste 2, b) Teste 3, c) Teste 4.	36
4.10	Resíduo médio das fases P e S em cada estação.	37
4.11	Cortes em profundidade de latitude e longitude: a) Hipocentros do catálogo do IPMA e b) Hipocentros calculados com o NonLinLoc - <i>Non-linear, earthquake location program</i> (NLLoc) - Teste 4. *Nota: Colocou-se as profundidades dos hipocentros com profundidades negativas iguais a zero.	39
4.12	Ilustração dos modelos reológicos da litosfera. a) Modelo Sandes de Geleia, b) Modelo Leite Creme e c) Modelo Banana <i>Split</i> . [Figura de Bürgmann and Dresen (2008)]	40
4.13	a) Mapa dos valores obtidos para a profundidade da Moho em Portugal Continental. [Figura adaptada de Dünder et al. (2016)]. b) Histograma de profundidade dos hipocentros de Monchique obtidos no teste 4.	40
4.14	Histogramas de Coeficientes de correlação para as ondas P (a) e S (b) de todos os eventos e dos eventos com CC maior que 0.5.	41

4.15	Cada linha corresponde a pares de eventos com CC maior que 0.75 por estação calculados para a onda P. Resultados obtidos nas estações PTEO, PFVI e MORF. A cor da linha corresponde ao o valor do CC.	42
4.16	Cada linha corresponde a pares de eventos com CC maior que 0.75 por estação calculados para a onda S. Resultados obtidos nas estações PTEO, PFVI e MORF. A cor da linha corresponde ao o valor do CC.	42
4.17	Média dos CC entre pares de eventos com CC maior que 0.75 observado em pelo menos 2 estações realizada para a onda P (a) e para a onda S (b). A cor da linha corresponde ao o valor do CC.	43
4.18	Agrupamento de sismos em famílias (<i>clusters</i>) por estação em que as suas formas de onda têm correlação maior ou igual que 75%. Gráficos de Dissimilaridade ($\equiv 1 - \text{Similaridade}$) mostrando o valor do coeficiente de correlação cruzada de cada par de evento (esquerda). Famílias obtidas para a onda P na estação MESJ (direita).	43
4.19	Agrupamento de sismos em famílias (<i>clusters</i>) por estação em que as suas formas de onda têm correlação maior ou igual que 75%. Gráficos de Dissimilaridade ($\equiv 1 - \text{Similaridade}$) mostrando o valor do coeficiente de correlação cruzada de cada par de evento (esquerda). Famílias obtidas para a onda S na estação MORF (direita).	44
4.20	Gráficos de Dissimilaridade ($\equiv 1 - \text{Similaridade}$) mostrando o valor do coeficiente de correlação cruzada de cada par de evento (esquerda). Famílias de sismos onde as suas formas de onda têm correlação maior ou igual que 75% observado pelo menos em 2 estações (direita). Resultados obtidos para a fase P.	45
4.21	Gráficos de Dissimilaridade ($\equiv 1 - \text{Similaridade}$) mostrando o valor do coeficiente de correlação cruzada de cada par de evento (esquerda). Famílias de sismos onde as suas formas de onda têm correlação maior ou igual que 75% observado pelo menos em 2 estações (direita). Resultados obtidos para a fase S.	45
5.1	Interpretação dos resultados obtidos na relocalização dos sismos da região de Monchique. a) Sobreposição dos epicentros calculados no teste 4 no mapa geológico de Monchique de González-Clavijo and Valadares (2003) . b) Sobreposição dos epicentros calculados no teste 4 numa secção ($37.04 \leq \text{lat} \leq 37.52$; $-8.825 \leq \text{lon} \leq -8.30$) do mapa do Google Earth.	49

Lista de Tabelas

3.1	Modelos de velocidades 1D e 3D - Valores de V_P e V_S do modelo IGN1D e valores de um perfil vertical do modelo PRISM3D retirado no ponto (37.32, -8.55)	21
4.1	Descrição dos testes de cálculo de hipocentros sísmicos com o NLLoc	28

Listagens

A.1	Exemplo de localização 1 - Localização do evento 2013-07-10 08:05:25 utilizando o programa NonLinLoc. Parâmetros: Transformação Trans-Merc e Modelo de velocidades IGN1D. Duas secções horizontais e uma secção vertical. Distribuição de PDF (esquerda) e Projeção do eleipsoide de confiança (direita).	58
A.2	Exemplo de localização 2 - Localização do evento 2013-07-10 08:05:25 utilizando o programa NonLinLoc. Parâmetros: Transformação Trans-Merc e Modelo de velocidades PRISM3D. Duas secções horizontais e uma secção vertical. Distribuição de PDF (esquerda) e Projeção do eleipsoide de confiança (direita).	59
A.3	Histogramas de coeficiente de correlação por estação para a fase P.	61
A.4	Histogramas de coeficiente de correlação por estação para a fase S.	61
A.5	coeficiente de correlação em função da diferença de magnitudes por estação para a fase P.	62
A.6	coeficiente de correlação em função da magnitude por estação para a fase S.	62
A.7	coeficiente de correlação em função da magnitude mínima (azul) e Magnitude máxima (vermelho) por estação para a fase P.	63
A.8	coeficiente de correlação em função da magnitude mínima (azul) e Magnitude máxima (vermelho) por estação para a fase S.	63
A.9	coeficiente de correlação em função da distância por estação para a fase P.	64
A.10	coeficiente de correlação em função da distância por estação para a fase S.	64
A.11	Coefficiente de Correlação em função do atraso (correção de piccking) por estação para a fase P.	65
A.12	Coefficiente de Correlação em função do atraso (correção de piccking) por estação para a fase S.	65

Acrónimos

NLLoc	NonLinLoc - <i>Non-linear, earthquake location program</i>
RMS	Erro médio quadrático - (<i>Root mean square</i>)
PDF	Função densidade de probabilidade
IPMA	Instituto Português do Mar e da Atmosfera
x-corr	Correlação Cruzada (<i>Cross Correlation</i>)
CC	Coefficiente de Correlação Cruzada

1

Introdução

Conteúdo

1.1	Enquadramento Geológico	3
1.2	Caracterização sísmo-tectónica da região de Monchique	6

As falhas são estruturas geológicas (fraturas) em que dois blocos rochosos apresentam movimento, um em relação ao outro, paralelo à fratura quando são sujeitos a uma determinada tensão. O movimento relativo dos blocos ao longo de um plano de falha pode estar associado a diversos cenários tectónicos como fronteiras de placas tectónicas, zonas interplaca e limites de placas difusos. A ruptura da falha, que provoca o sismo, ocorre no momento em que a tensão aplicada se torna maior do que a resistência da litosfera num determinado local. Consequentemente, a energia acumulada é libertada em forma de ondas. Assim sendo, os sismos são eventos caracterizados por libertação de energia em forma de ondas elásticas que propagam no interior e à superfície da terra.

A Península Ibérica, mais precisamente Portugal continental, faz parte de um contexto geodinâmico complexo, tendo sido afetada pela formação da orogenia Varisca, resultado das colisões continentais no Paleozoico superior, o *rifting* associado à abertura da Pangeia no Mesozoico e, mais recentemente, o regime convergente estabelecido entre o sul da placa Eurasiática e o norte da placa Africana que se acentuou no Miocénico (Matte, 1986; Ribeiro et al., 1990; Veludo et al., 2017). Este último regime tectónico, que se mantém até os dias de hoje, com uma velocidade de convergência de 3-6 mm y⁻¹ (Fernandes et al., 2003; Nocquet, 2012; Veludo et al., 2017), tem sido apontado como o principal responsável pela atividade sísmo-tectónica nesta região, no entanto, outros mecanismos forçadores também sido estudados (ex. Neres et al., 2017).

A sismicidade intraplaca indica localização de deformação e de tensão no domínio intraplaca, possivelmente facilitada pela existência de falhas pré-existentes e/ou contrastes reológicos. No contexto deste trabalho, focou-se na atividade sísmica relacionada com uma intrusão magmática formada por ascensão de magma com afloramento à superfície, caso do Complexo Ígneo de Monchique. Monchique é um complexo ígneo que está associado à atividade magmática alcalina do Cretácico superior (70-100 Ma), responsável pela geração de várias implantações magmáticas em Portugal continental, como os complexos subvulcânico de Sintra, Sines, complexo vulcânico de Lisboa e várias outras pequenas intrusões no continente e no oceano (Miranda et al., 2009; Neres et al., 2014; González-Clavijo and Valadares, 2003). Monchique é, também, uma região afetada por hidrotermalismo de baixa temperatura. As análises mostram que a mineralização da água da região está fortemente relacionada com a presença e fracturação do maciço ígneo de Monchique. (Lourenço, 1998; Veludo et al., 2017). A ascensão e instalação de magma na crosta provoca alterações nas propriedades físicas e químicas das rochas encaixantes (ex: composição química, densidade, pressão de fluidos, etc). Todas estas alterações deformam na crosta terrestre e podem conduzir à formação e/ou reativação de falhas que aumentam a probabilidade de ocorrência de eventos sísmicos.

Quando se considera a atividade sísmica intraplaca, o complexo de Monchique é classificado, segundo trabalhos anteriores (Carrilho et al., 2004b; Custódio et al., 2015), como o *cluster* mais ativo de Portugal continental, isto é, ocorrem muitos sismos num pequeno intervalo de tempo. Estes estudos

mostram que o conglomerado de sismos de Monchique, para além de ser dominado por sismos de baixa magnitude ($M < 4$), não é claramente justificado quando se considera as falhas ativas geologicamente mapeadas. Este facto levanta várias dúvidas a cerca dos mecanismos geradores desses sismos de baixa magnitude referidos por [Custódio et al. \(2015\)](#): Será que este *cluster* está associado a falhas ativas onde é provável que sismos grandes ocorram? Ou simplesmente refletem fronteiras reológicas. Ou será que os sismos são provocados por blocos reologicamente distintos onde os blocos mais frágeis fraturam mais facilmente do que os blocos vizinhos? Ou o fator gerador está relacionado com a percolação de fluidos (superficial ou profunda) que ocorre no interior da crosta.

Para obter respostas às perguntas anteriores, é necessário realizar estudos que permitam conhecer, com grande precisão, as características da tectónica, mecânica e cinemática da região em estudo. Neste trabalho, fornece-se um contributo para compreender melhor a geodinâmica da região de Monchique relocalizando os eventos sísmicos do complexo de Monchique e arredores, ocorridos entre 2007 e 2015, de forma a obter localizações hipocentrais mais precisas. Realizou-se também um estudo das formas de onda dos mesmos sismos através do cálculo da correlação entre sismogramas e procura e análise de *clusters* de sismos idênticos. Efetuou-se, então, a análise da distribuição horizontal e vertical dos hipocentros, essenciais para reconhecer tendências e padrões na sismicidade. O objetivo final deste estudo consiste em caracterizar da melhor forma possível o *cluster* de sismos já identificado em Monchique em estudos anteriores para que se consiga distinguir quais os fenómenos desencadeadores associados a geodinâmica do complexo ígneo.

Tendo em conta os objetivos anteriormente mencionados, pode-se, então, colocar as seguintes questões relativas à atividade sísmica observada na região em estudo:

1. Porque é que existe sismicidade na região de Monchique?
2. A sismicidade dessa região é facilitada pela existência de contrastes reológicos e/ou percolação de fluidos em profundidade?
3. Existem falhas ativas no local?
4. Será que os sismos ocorridos foram gerados em grandes estruturas (falhas extensas) ou em várias fraturas de pequena dimensão?

1.1 Enquadramento Geológico

O complexo de Monchique é um maciço ígneo de composição alcalina localizado no oeste do Algarve na parte central da serra homónima. A estrutura apresenta uma forma sub-elíptica, orientada na direção ENE-WSW, que aflora numa área de 80 km^2 e é constituída pelo acoplamento de dois corpos

de sienito nefelínico concêntricos onde estão inseridos vários diques e brechas com rochas máficas e ultramáficas incorporadas (Fig. 1.1).

O maciço de Monchique é uma estrutura do Cretácico superior com 72 Ma (Método K-Ar) (Mancinlyre and Berger, 1982). Miranda et al. (2009) associa a gênese do complexo ígneo de Monchique a outros corpos magmáticos *onshore* como os maciços alcalinos de Sines e Sintra e outras intrusões presentes *offshore* como o monte submarino de Fontanelas (Fig.1.2) todas pertencentes a Província Ígnea Alcalina Ibérica. Uma singularidade do complexo de Monchique em relação aos outros maciços é o facto de ser o único que está inserido em sedimentos paleozoicos que não foram afetados pelo *rifting* associado a abertura o Atlântico norte (González-Clavijo and Valadares, 2003; Miranda, 2010).

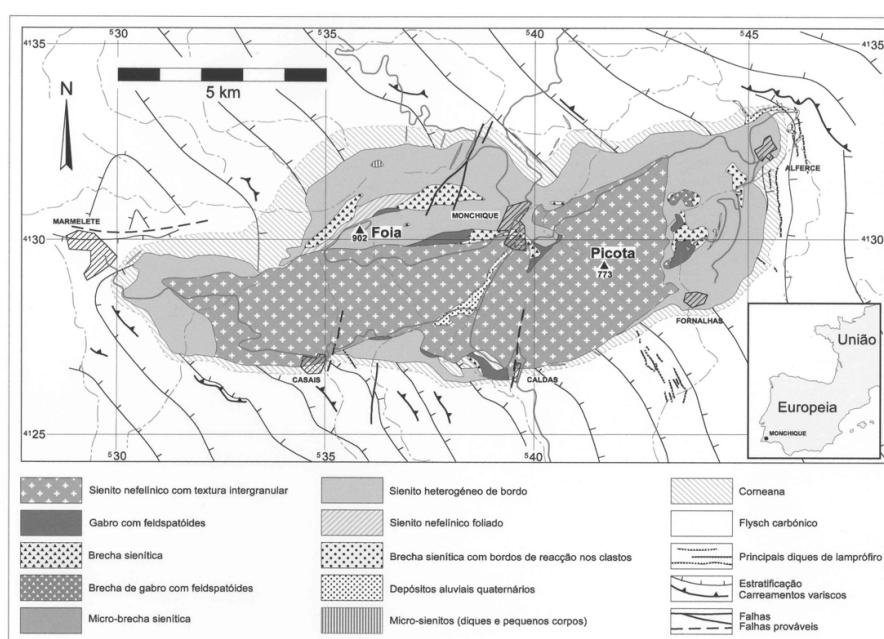


Figura 1.1 Mapa geológico do complexo alcalino de Monchique, apresentando a diferenciação dos diversos litótipos no interior do maciço e um esquema da estrutura do encaixante Paleozoico, onde está cartografada a auréola de metamorfismo de contacto. Coordenadas em UTM, fuso 29, elipsoide internacional, datum europeu. [Figura de González-Clavijo and Valadares (2003)]

1.1.1 Magmatismo Alcalino do W da Ibéria

O oeste da península Ibérica foi afetada por três grandes eventos magmáticos. O primeiro, relacionado com as fases iniciais da abertura da Pangeia, foi responsável pela geração de basaltos teolíticos com 200 Ma na bacia do Algarve, pertencentes à Província Magmática do Atlântico Central. O segundo evento (140 - 148 Ma) corresponde a fusão da litosfera metassomatizada durante a abertura do Atlântico Norte na secção norte da Bacia Lusitânia. O terceiro evento é caracterizado pelo magmatismo alcalino

de origem sub-litosférica que afetou o W da península Ibérica entre 94 e 72 Ma (Miranda et al., 2009; Neres et al., 2018). O ciclo magmático alcalino é o último dos vários ciclos de atividade magmática que ocorreram durante o Mesozoico no setor oeste da margem Ibérica que, durante o Cretácico superior, foi responsável pela formação de vários montes submarinos *offshore* como o Banco de Gorringe, o pico de Ormonde, e a secção norte do Madeira-Tore Rise, e dos complexos magmáticos de Monchique, Sines e Sintra *onshore* (Fig. 1.2). Este último ciclo foi aquele que gerou o maior volume de magma por isso, Miranda et al. (2009) faz uma distinção de dois pulsos de atividade magmática dentro do mesmo. O primeiro deu-se durante a abertura da bacia do Golfo da Biscaia e, a consequente rotação da Ibéria entre os 94 a 88 Ma responsável pela geração das soleiras de Foz da Fonte e Paço d'Ilhas. O segundo pulso (75-72 Ma) ocorreu durante a fase inicial da orogenia Alpina e a inversão tectónica das bacias do Mesozoico, que conduziram à formação das cordilheiras dos Pirenéus e das Béticas (Miranda et al., 2009; Neres et al., 2014).

Devido ao conhecimento inconclusivo de todos os fatores responsáveis pela atividade magmática que ocorreu no Cretácico superior, vários autores, de acordo com as evidências encontradas, propuseram diversos cenários para a origem do magma. Uma hipótese consiste na implantação dos maciços magmáticos por falhas syn-rift do Jurássico médio-inferior, ao longo de um lineamento NNW-SSE, que foram reativadas durante o Cretácico superior e controlaram a ascensão de magma (Terrinha, 1998; Kullberg, 2010). Apesar de ainda não ser possível visualizar esta hipotética falha, dois dos seus segmentos foram mapeados por estudos anteriores a sul do complexo Sintra e a sul de Monchique (Neres et al., 2014; Terrinha, 1998). A ocorrência de magmatismo simultaneamente oceânico e continental sugere a presença de uma anomalia mantélica regional, isto é, interação entre plumas mantélicas com upwelling ativo sustentado em profundidade (Geldmacher et al., 2006; Merle et al., 2006). Esta ideia é sustentada pela existência de uplift e erosão no setor oeste da península ibérica, que ocorreu em simultâneo com o magmatismo alcalino do Cretácico superior, (Cunha and dos Reis, 1995; Rasmussen et al., 1998) e de metamorfismo termal e atividade hidrotermal no centro da Europa antes e durante o mesmo período (Casquet et al., 1991; Tritlla and Solé, 1999). Uma alternativa à ideia anterior é a existência de pequenas anomalias diapíricas (i.e ascensão de magma devido a presença de anomalias que não são alimentadas na parte inferior do manto) convectivas passivas no manto superior (Granet et al., 1995; Mata et al., 1998; Lustrino and Wilson, 2007).

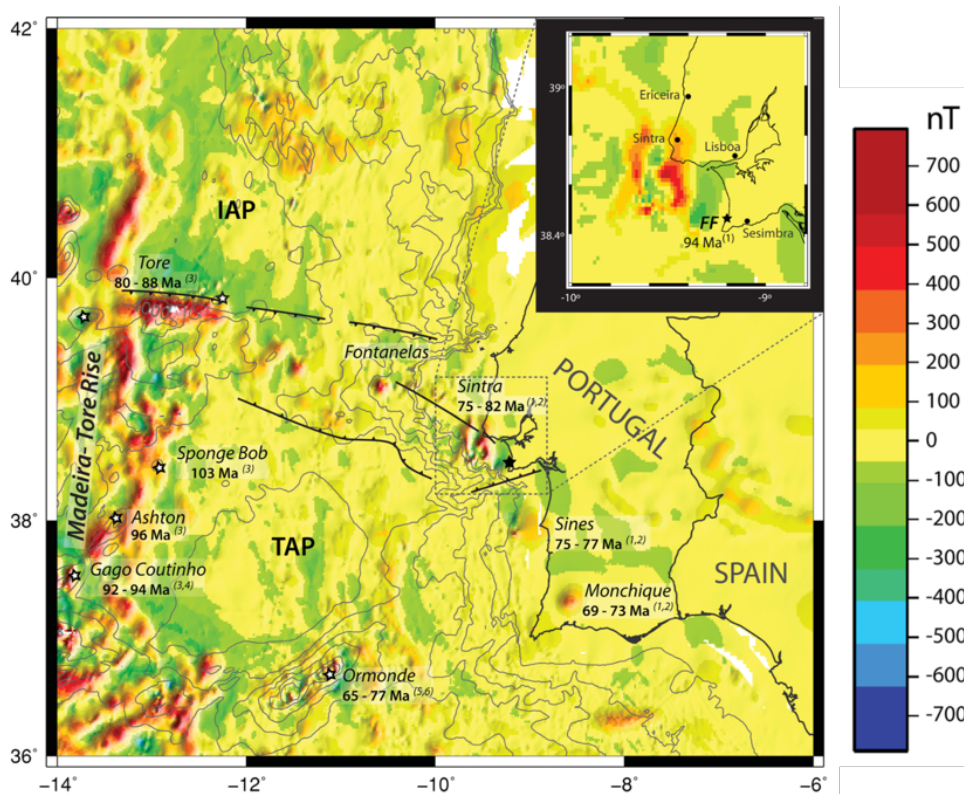


Figura 1.2 Anomalias magnéticas do Oeste da Ibéria (dados magnéticos da compilação de Luis and Miranda (2008)). Estão datadas as formações durante o magnetismo alcalino do Cretáceo Superior, onde os plutões de Monchique, Sines e Sintra apresentam uma assinatura magnética forte. Infere-se um alinhamento que se estende de Sintra até ao monte submarino Tore. [Figura de Neres et al. (2014)]

1.2 Caracterização sismo-tectónica da região de Monchique

A deformação e sismicidade do W da Ibérica têm sido associadas predominantemente à sua proximidade da fronteira entre as placas Eurasia e Nubia que convergem a uma taxa menor que 5 mm y^{-1} (Nocquet, 2012). Assim sendo, Portugal situa-se numa região onde a deformação litosférica ocorre a uma taxa baixa onde ocorrem sismos intraplaca na zona continental e interplaca na zona oceânica e na parte mais a sul do continente (Dewey et al., 1989; Srivastava et al., 1990; Custódio et al., 2015).

A atividade sísmica no W da Ibéria tem sido descrita classicamente como difusa. Verifica-se que os sismos desta região não ocorrerem numa fronteira caracterizada por uma única falha longa. O movimento na fronteira de placas é acomodado por falhas segmentadas que estão distribuídas ao longo da fronteira (Sartori et al., 1994). Nesta região, os sismos encontram-se distribuídos ao longo de lineações e/ou aglomerado de epicentros (*clusters*) bem definidos (Carrilho et al., 2004b; Custódio et al., 2015; Veludo et al., 2017).

Na região de Monchique, à superfície, identifica-se um conjunto de epicentros sísmicos que não se enquadra em nenhum alinhamento ou sistema de falhas cartografadas. Este *cluster* é caracterizado pela ocorrência de sismos de baixa magnitude. Contudo, a taxa de atividade sísmica é elevada. É possível distinguir duas lineações ou direções privilegiadas de ocorrência de sismos: uma orientada NNE-SSW e a outra E-W (Custódio et al., 2015). Os mecanismos focais calculados por Carrilho et al. (2004b) mostram que os sismos ocorridos na zona continental da região do Algarve, sul de Portugal, são provocados, principalmente, por movimentos de desligamento direito associada a uma tensão de compressão horizontal com orientação NW-SE para NNW-SSE (Fig. 1.3).

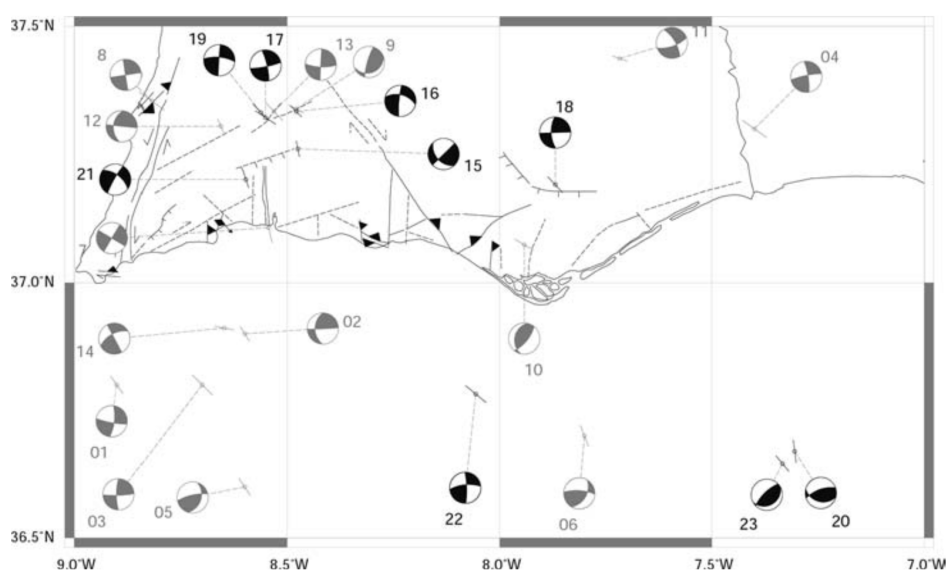


Figura 1.3 Mecanismos focais de sismos ocorridos na região do Algarve - Calculados em trabalhos anteriores (Bezzeghoud et al., 2000; Moreira, 1991; Borges et al., 2001; Buform et al., 1988) e Calculados por Carrilho et al. (2004b). Como fundo está representado o modelo neotectónico do Algarve. $\phi - SH_{max}$ representa a projeção horizontal do eixo de compressão. [Figura de Carrilho et al. (2004b)]

1.2.1 Hidrologia de Monchique

O complexo ígneo de Monchique é considerado uma intrusão hidrotermal pneumatolítica, um estado intermédio de cristalização de magma de viscosidade baixa com elevada concentração de água e dióxido de silício (Caputo), que ainda se encontra ainda ativa (Lourenço, 1998; Lourenço and Cruz, 2005; Veludo et al., 2017). A água subterrânea do maciço ígneo de Monchique pertence ao Maciço antigo indiferenciado das Bacias das Ribeiras do Algarve. Esta água provém de um aquífero do tipo fraturado e apresenta uma mineralização anómala que resulta das interações entre a água e as rochas encaixantes. A

água retirada do aquífero de Monchique possui uma grande concentração de sódio, feldspato e nefelina devido à existência de sienitos nefelínicos, gabros, feldspatos e brechas ígneas que compõem o complexo (PGRHreport, 2014; Ribeiro et al., 2014).

O aquífero proporciona, em média, uma quantidade de 5.56 hm^3 de água disponível por ano (PGRHreport, 2014). A sua dinâmica hidrológica interna ainda não é totalmente conhecida, devido à complexidade dos mecanismos de escoamento associados à presença de uma grande intrusão magmática. Portanto, supõe-se apenas que o escoamento subterrâneo é aproximadamente radial uma vez que, a intrusão é composta por dois corpos de sienito nefelínico mais ou menos concêntricos.

A região de Monchique possui, também, fontes de águas termais de baixa temperatura (abaixo dos 40°C). O tipo de mineralização, tanto das águas termais como subterrâneas, sugere que existe circulação de água em profundidade. Segundo o Catálogo de Recursos Geotérmicos de Portugal Continental (CRGPC), a água da região de Monchique circula no interior do maciço e no meio envolvente através de um sistema complexo de fraturas que proporcionam a sua penetração em profundidade. A circulação em profundidade facilita o aquecimento da água que emerge com temperaturas entre 27 e $31,5^\circ\text{C}$ (Lourenço and Cruz, 2005; Lourenço, 1998; Ribeiro et al., 2014; Veludo et al., 2017).

2

Dados

Conteúdo

2.1	Catálogo Instrumental IPMA	10
-----	--------------------------------------	----

2.1 Catálogo Instrumental IPMA

O Instituto Português do Mar e da Atmosfera (IPMA) é a organização responsável pelo registo e análise dos eventos sísmicos que ocorrem em Portugal. O catálogo sísmico instrumental do IPMA contém informação sobre o hipocentro, magnitude e tempo de origem dos sismos registados desde 1961 (Pena et al., 2014; Carrilho et al., 2004a).

O boletim utilizado neste trabalho contém os tempos de chegada das várias fases sísmicas, de 1939 eventos, registadas pela rede sísmica nacional (código PM), coordenada pelo IPMA, e ainda os registos incorporados por outras redes que operam na região (ES, GE, IP, LX, SS, WM) no período de 06-01-2007 a 30-08-2015. Na Fig. 2.1 estão representadas as estações destas redes sísmicas utilizadas neste trabalho para a relocalização dos sismos ocorridos entre 2007 e 2015. Selecionaram-se apenas estas estações por serem as que se encontravam mais próximas dos epicentros dos eventos e por estarem contidas na área de procura pré-definida.

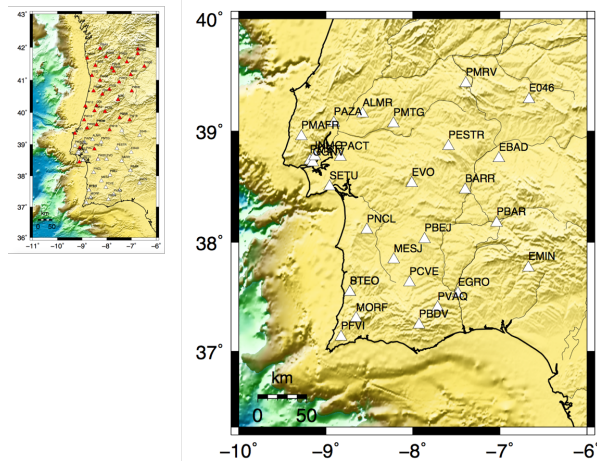


Figura 2.1 Mapa das estações que fazem parte da rede sísmica onde se evidencia com a cor branca aquelas que foram utilizadas pelo NLLoc para localizar os hipocentros sísmicos.

Os dados presentes no boletim foram submetidos a uma análise inicial que consistia na realização das seguintes operações: Histogramas de parâmetros considerados relevantes como profundidade, magnitude, RMS e Gap; Representação dos *travel-times* para cada estação e Cálculo da lei de Gutenberg-Richter.

Após esta análise inicial, procedeu-se a relocalização dos eventos do catálogo utilizando o *software* Nonlinloc. Optou-se por relocalizar os eventos aplicando dois modelos de velocidades distintos: um com camadas de velocidade constante, IGN1D, e outro, PRISM3D, que possui variações laterais de velocidade das ondas sísmicas resultantes de uma conjugação de vários modelos pré-existentes.

Para se poder fazer uma análise mais detalhada da sismicidade da área em estudo, além da reloca-

lização dos sismos do catálogo, realizou-se também a análise de formas de onda dos eventos de modo a localizar e estudar *clusters* de eventos semelhantes. A existência ou não de formas de onda correlacionadas permite-nos aferir se existem sismos com mecanismos focais semelhantes, ou seja, se estes sismos ocorrem em falhas/estruturas com cinemática idêntica. As formas de onda para cada evento de cada estação necessárias para este estudo foram retiradas do servidor INFANTE. Fez-se uma seleção da informação necessária copiando os sismogramas dos eventos ocorridos nos dias em que houve sismos e, de seguida, efetuou-se o corte de cada traço 5 minutos antes e 10 minutos depois do tempo de origem do sismo aplicando a função *Trace.trim* do *Python*. Apesar de não se necessitar de traços dentro de uma janela temporal tão grande (15 minutos), preferiu-se escolher um intervalo suficientemente amplo para que a forma de onda não fosse afetada por perturbações que possam surgir nas extremidades da janela quando são aplicados filtros.

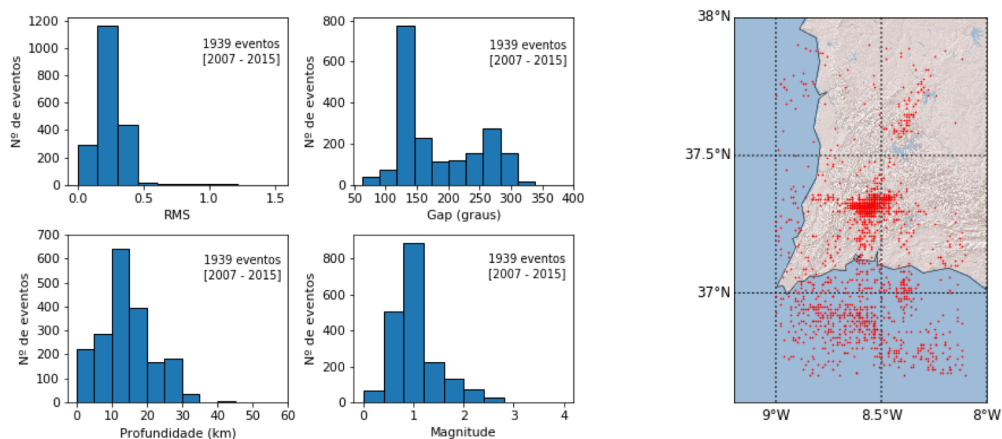


Figura 2.2 Análise preliminar do catálogo do IPMA com os eventos sísmicos da região de Monchique (Portugal) no período de 06-01-2007 a 28-08-2015.

Ao observarmos a Fig. 2.2, pode-se perceber que os hipocentros calculados pelo IPMA possuem um erro médio quadrático (RMS) menor que 0.5 e, a maior parte dos eventos têm RMS muito baixos (menor que 0.25). A distribuição do Gap (maior distância entre as estações que registam os sismos - *azimutal Gap*), para maioria dos eventos, não se estende para além dos 150° pois, este é aproximadamente o ângulo máximo em que estão dispostas as estações sísmicas. Verifica-se que existem sismos até os 30 km de profundidade e todos os eventos têm magnitude igual ou inferior a 4. Segundo este catálogo do IPMA, se olharmos para os epicentros, verifica-se que existe uma tendência para que se alinhem em duas direções: uma NNE-SSW pouco marcada e outra E-W ainda menos clara.

2.1.1 Tabelas de Tempo de Percurso

Quando ocorre um sismo, são registadas, nas estações sísmicas, a energia libertada que se propaga em forma de ondas sísmicas. Cada caminho percorrido pela onda no interior da terra (*ray path*) resulta numa chegada de energia à estação distinta. Estas ondas são identificadas e discriminadas quando se faz análise do sismograma. Este processo denomina-se *picking* das fases sísmicas. Ao fazer-se o *picking* das fases, regista-se o tempo de chegada *arrival-time* da fase sísmica à estação. O tempo de chegada de uma determinada fase depende de vários fatores como a velocidade da onda, a distância ao foco e as características físicas do meio percorrido.

Considerando o catálogo sísmico do IPMA, calcularam-se os tempos de percurso das primeiras chegadas fazendo a diferença entre o tempo de *picking* (ou tempo de chegada da onda à estação) e o tempo ocorrência do sismo. Os resultados obtidos estão apresentados na Fig.2.3.

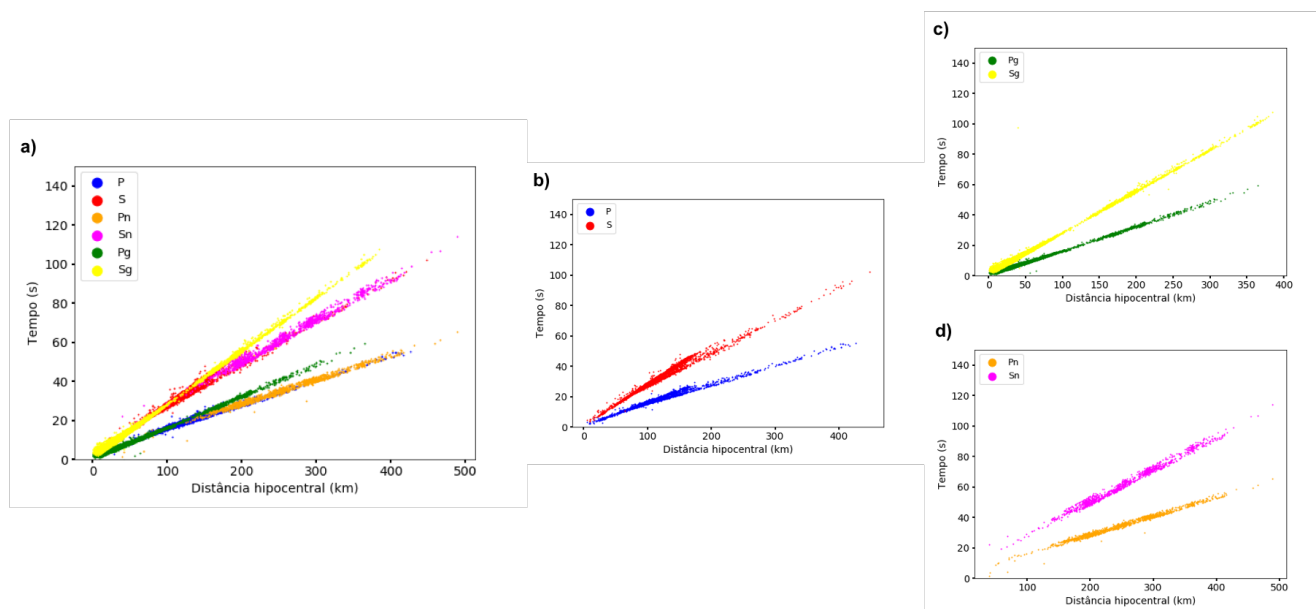


Figura 2.3 Tempos de percurso de todas as fases sísmicas utilizadas na localização em função da distância à estação. Dados retirados do catálogo do IPMA para a região de Monchique (Portugal).

Como seria de esperar, observando a Fig.2.3a verifica-se que todas as fases P chegam primeiro do que as fases S pois, são mais rápidas ($V_P > V_S$). Constata-se também que as fases $Pg(Sg)$, até a uma certa distância (~ 150 km), são mais rápidas do que as fases $Pn(Sn)$. Isto acontece porque as ondas $Pg(Sg)$ propagam-se apenas na crosta e, portanto, percorrem uma distância menor do que as $Pn(Sn)$. Contudo, entre os 150 e 200 km os tempos de percurso de ambas é aproximadamente igual até que a $Pn(Sn)$ se torna mais rápida do que a $Pg(Sg)$. Este facto deve-se ao grande aumento de velocidade das ondas $Pn(Sn)$ quando são refratadas no topo do manto superior (Fig. 2.3c e d; 2.4). Portanto, embora

as ondas $Pn(Sn)$ tenham que percorrer um caminho mais longo do que as $Pg(Sg)$, a fase $Pn(Sn)$ chega antes da $Pg(Sg)$ às estações localizadas a distâncias maiores do que 200 km.

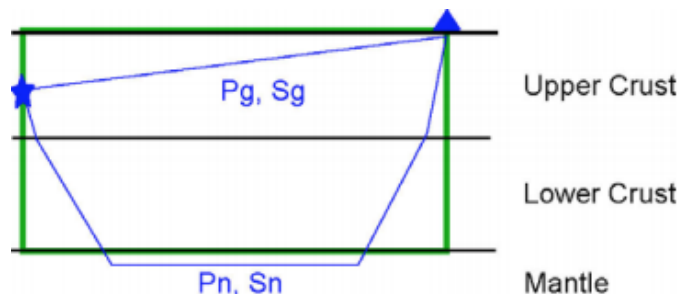


Figura 2.4 Ilustração do percurso das ondas $Pg(Sg)$ e $Pn(Sn)$ no interior da terra. [Figura adaptada de [Earth Observatory](#)]

2.1.2 Lei de Gutenberg-Richter

A lei de [Gutenberg and Richter \(1954\)](#) aplica-se para avaliar a distribuição e frequência de ocorrência de sismos numa determinada região. Esta lei relaciona, num determinado intervalo de tempo, a frequência do número de sismos N com magnitude superior a M através da expressão

$$\log(N) = a - bM \quad (2.1)$$

onde as constantes a e b (ou a e b -value) representam a taxa de atividade sísmica total da região, associada ao número total de eventos ocorridos acima da magnitude $M = 0$ num determinado intervalo de tempo, e a proporção entre sismos de pequena e grande magnitude ([Wang et al., 2009](#); [Riera and Iturrioz, 2012](#)).

Geralmente, o declive da reta Eq.2.1, b , é igual a 1, porém, pode variar entre 0.6 e 1.4 ([Udias, 1999](#)). Quando o b -value toma valores próximos de 1 significa que a proporção de sismo pequenos e grandes é semelhante. Este cenário é frequente em zonas sísmicamente ativas. Segundo estudos anteriores, variações regionais de b podem indicar alterações nas propriedades mecânicas da região (([Udias, 1999](#); [Scholz, 1968](#))). Valores de b maiores que 1 caracterizam zonas onde existem muitos sismos pequenos relativamente ao número de sismos grandes. Estes valores são principalmente encontrados em locais tectonicamente muito ativos onde existe grande heterogeneidade nas propriedades físicas e químicas das rochas constituintes do meio. Este facto pressupõe que a litosfera nesse local é mais "fraca" e a libertação da tensão acumulada é frequente, não existindo acumulação de grandes valores de tensão. A Eq. 2.1 demonstra que, nas regiões onde o b -value é menor que 1, o número de sismos grandes é significativo quando comparado com o número de sismos pequenos. Isto pode indicar que, nessa região, a litosfera

é mais resistente e consegue acumular tensões elevadas, que é libertada sobretudo em sismos de magnitude elevada. Estas regiões encontram-se, habitualmente, inseridas em placas continentais consideradas "estáveis" (Nuannin, 2006; Udias, 1999). Variações do *b-value* ao longo do tempo na mesma região consideram-se associadas a mudanças no campo de tensões (Udias, 1999). Porém, esta conjectura tem vindo a ser questionada por vários autores e, também não se integra no tema deste trabalho.

Para calcular os parâmetros da lei de Gutenberg-Richter, utilizaram-se as funções *calc-max-curv* e *calc-b-value* que pertencem ao *EQcorrscan Correlation for earthquake detection in Python*. A primeira função, determina a magnitude de completude de um catálogo utilizando o método de máxima curvatura, isto é, devolve a magnitude na qual a curvatura da função de magnitude (construída com as magnitudes dos eventos do catálogo) é máxima, assumindo que esta função segue uma lei de potência do tipo $y = 10^x$. A função *calc-b-value*, estima o valor de *b* através de um ajuste por mínimos quadrados para um determinado intervalo de magnitude de completude.

A lei de Gutenberg-Richter calculada para a região de Monchique encontra-se representada na Fig. 2.5.

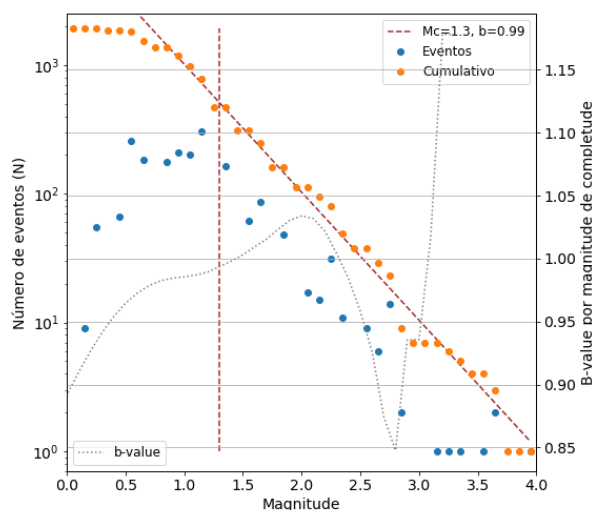


Figura 2.5 Lei de Gutenberg e Richter para o catálogo do IPMA - Monchique (06-01-2007 a 30-08-2015). *b-value* em função da magnitude de completude (pontuado cinzento). Número de eventos sísmicos em função da magnitude (pontos azuis). Número cumulativo de eventos em função da magnitude (pontos alaranjados). Reta resultante da equação 2.1 com declive igual a $b = 0.99$ (tracejado vermelho). Reta vertical que indica o valor da magnitude de completude (tracejado vermelho).

Observando a Fig. 2.5, verifica-se que o catálogo utilizado para a região de Monchique tem uma magnitude de completude de 1.3 e que o *b-value* é igual a 0.99. Apesar do valor ótimo escolhido pela função para magnitude de completude ser 1.3, este valor poderia variar entre 1.0 e 1.5 aproximadamente,

sem que houvessem alterações significativas no *b-value*, pois nesse intervalo o valor de *b* mantém-se relativamente constante. Ao obter um *b-value* de $0.99 \approx 1$, pode-se inferir algumas características da fonte sismogénica da região de Monchique tais como:

- Monchique pode ser considerada uma região com litosfera semelhante à litosfera de uma zona tectonicamente ativa típica;
- Para cada grau de magnitude o número de sismos varia 10 vezes, ou seja, na ocorrência 1 evento de magnitude 4.0, existirão 10 eventos com magnitude 3.0 e 100 eventos com magnitude 2.0 e 1000 eventos com magnitude 1.0;
- Ao contrário do que se provavelmente esperava de uma zona em que se observam grandes contrastes reológicos, o *b-value* não é maior do que 1. Tal pode ser uma indicação de que a litosfera nesse local não se tornou menos resistente devido à implantação do maciço ígneo, mostrando que o fator térmico já não é relevante;

3

Métodos

Conteúdo

3.1	NonLinLoc: Non-linear, earthquake location program	17
3.2	Modelo de Velocidades	20
3.3	Formas de Onda	23

3.1 NonLinLoc: Non-linear, earthquake location program

O programa NonLinloc (Non-Linear Earthquake Location) utiliza métodos probabilísticos não lineares juntamente com modelos de velocidades 1D ou 3D, de forma a localizar hipocentros de eventos sísmicos. O NLLoc avalia a função *misfit* (função de resíduos) para estimar a função densidade de probabilidade do hipocentro calculado. O algoritmo de localização hipocentral do NonLinLoc (Lomax et al., 2000, 2007) implementa o método probabilístico de inversão para problemas não lineares de Tarantola and Valette, 1982 e a metodologia de localização de eventos sísmicos associada (Tarantola and Valette, 1982; Moser et al., 1992; Wittlinger et al., 1993). Como indicam Tarantola and Valette (1982), no algoritmo do NonLinLoc (ou NLLoc) assume-se que os erros das observações (*phase-time picking*) e do cálculo dos tempos de chegada teóricos seguem uma distribuição Gaussiana.

A localização de um hipocentro sísmico resulta de várias etapas de cálculo, que no NLLoc estão divididas por três subprogramas principais: Vel2Grid, Grid2Time e NLLoc. Antes de começar é necessário definir algumas declarações gerais de controlo (ex: especificar o tipo de projeção geográfica, sistema de coordenadas, unidade de distância que se pretende utilizar para definir e representar a grelha).

I. Vel2Grid

Este subprograma permite converter os modelos de velocidades analíticos (1D ou de camadas) de uma determinada região numa grelha 2D ou 3D em que cada nodo contém um valor de velocidade ou lentidão. Os valores de velocidade/lentidão resultantes são guardados em ficheiros do tipo header (*.hdr) e binários (*.buf).

No caso dos modelos 3D, é necessário criar, separadamente, as grelhas 3D que contêm os valores de velocidade ou lentidão que constituem o modelo. Estes valores podem ser retirados de modelos tomográficos adequados para a região em estudo. A grelha 3D que contém o modelo de velocidades 3D pode ser gerada através da função *nllgrid* do Python. Obtidos os *NLLoc grid files*, que são ficheiros do tipo header e binários, pode-se então utiliza-los diretamente no Grid2Time.

II. Grid2Time

Após a caracterização da grelha de velocidades 3D, utiliza-se o subprograma Grid2Time para calcular os tempos de percurso (*travel times*) entre os nodos da grelha e cada estação sísmica. Para tal, é necessário definir as coordenadas geográficas de cada estação (x, y, z ou latitude, longitude, elevação). O cálculo dos tempos de percurso é feito utilizando o método de diferenças finitas Eikonol (Podvin and Lecomte, 1991) e os resultados são guardados nos *travel-time grid files* (um para cada estação). Calculados os tempos de percurso teóricos, o programa NLLoc utiliza gradientes de *travel-time* em cada direção x, y e z entre nodos vizinhos para estimar os ângulos de partida (*take-off angles*) e os percursos em cada ponto da grelha. O output resultante são ficheiros de extensão

header e binários que contêm os *travel-times* e os *take-off angles* de todos os pontos da grelha para cada estação.

III. NLLoc

Posteriormente ao cálculo dos *travel-times* e *take-off angles* é feita a localização do hipocentro sísmico. Primeiramente, escolhe-se aleatoriamente um ponto da grelha tornando-o um possível hipocentro. Posto isto, estima-se a função misfit desse hipocentro que resulta da diferença entre os tempos de percurso teóricos contidos nos *travel-time grid files* e observados que se encontram nos ficheiros de observação. A localização pode ser efetuada através dos algoritmos Grid-Search, Metropolis-Gibbs ou Oct-Tree. É importante notar que o volume (x, y, z) utilizado para o cálculo do hipocentro nos algoritmos Grid-Search e Metropolis-Gibbs deve estar contido nos limites da grelha dos tempos de percurso. Isto limita a distância máxima das estações utilizadas na localização, uma vez que o tempo de computação e o tamanho dos ficheiros de *travel-times* crescem rapidamente com o aumento da dimensão da grelha 3D. Em seguida, escolhe-se outro ponto e repete-se o processo. Quando é encontrado o nodo da grelha 3D que têm o mínimo resíduo/máximo valor de Função densidade de probabilidade (PDF), esse ponto é selecionado como o hipocentro ótimo do sismo.

Considerando todas etapas que se tem que seguir para poder obter uma localização eficiente é fundamental identificar os ficheiros de input e output necessários. O NLLoc apenas precisa de um ficheiro de entrada, *InputControlFile*, em que nele estão descritas todas as operações necessárias e/ou suficientes para a localização do sismo. Também são necessários ficheiro(s) de observação que contêm um conjunto de tempos de chegada das ondas sísmicas para cada evento e os ficheiros *travel-times* teóricos, de uma grelha 2D ou 3D, para cada fase picada em cada estação, criados pelo Grid2Time. Os resultados da localização são guardados em ficheiros distintos consoante os casos de evento único ou conjunto de eventos.

No caso de um evento sísmico único, os ficheiros de *output* são os seguintes:

- Grelha 3D contendo os valores de *misfit* e de PDF para cada ponto da grelha.
- Ficheiro ASCII (*hipocenter-phase file*) que contém as coordenadas e tempo de origem do hipocentro de melhor ajuste (mínimo resíduo/máxima PDF e também características das estações e fases utilizadas, o erro médio quadrático RMS os ângulos de *take-off*, os tempos de chegada de cada fase e outras informações de estação/fase.
- Ficheiro binário (*.buf) que contém os valores de PDF.

Na situação em que se tem mais do que um evento, além dos *outputs* anteriores obtém-se também:

- Ficheiro que contém as características do espaço (x, y, z) de busca (*3D header file*).
- Ficheiro ASCII com os resíduos médios para as fases P e S em cada estação.
- Ficheiro do tipo HypoInverse Archive (ficheiro ASCII com extensão *.hypo_inv) que pode ser utilizado no cálculo dos mecanismos focais com o programa FPFIT (Reasenberg, 1985).

3.1.1 Algoritmos de Localização

A procura do hipocentro ótimo pode ser efetuada através dos algoritmos Grid-Search, Metropolis-Gibbs ou Oct-Tree.

O método Grid-search realiza uma procura estocástica em zonas sucessivamente mais pequenas no interior da grelha de procura, de modo a encontrar o hipocentro ótimo associado ao mínimo resíduo e máxima PDF. Nesta abordagem é possível utilizar uma grande quantidade de dados observados, modelos de velocidades com estruturas complexas e obter resultados estáveis quando a PDF é muito irregular (não elipsoidal). Contudo, o processo é demorado, computacionalmente exigente quando comparado com métodos de linearização, e a dimensão da região de valores significativos de PDF pode ser muito grande, diminuindo a resolução aos resultados.

Baseado no algoritmo de Metropolis et al. (1953), o método de Metropolis-Gibbs consiste numa caminhada aleatória no espaço (x, y, z) avaliando em cada passo se as amostras obtidas são ou não aceites. Para tal, em cada passo, efetua-se o cálculo direto da direção que tende para a zona de máxima PDF associada ao hipocentro ótimo. Uma das vantagens deste método de procura aleatória direcionada é a possibilidade de se encontrar uma solução ótima mesmo quando o volume de máxima concentração de pontos com maior valor de PDF é significativamente menor do que o volume total da grelha. No entanto, quando a grelha de busca não é contínua (i.e tem um número finito de nodos) e a PDF não é uma função simples, este algoritmo pode considerar como solução final os máximos relativos/locais da PDF, e não os absolutos como se pretende.

O algoritmo Oct-Tree baseia-se num processo de subdivisão e amostragem recursiva de zonas (células) do espaço (x, y, z) numa estrutura em cascata, em que, a densidade espacial das células amostradas conduz aos valores máximos da PDF 3.1. A probabilidade relativa de o hipocentro estar contido numa das células amostradas é:

$$P_i = V_i * L(x_i) \quad (3.1)$$

onde V_i e x_i correspondem ao volume e ao vetor das coordenadas do centro da célula amostrada e $L(x_i)$ é a função densidade de probabilidade posterior.

O valor de PDF dos pontos da grelha de busca é determinada através das etapas que se seguem. Primeiramente, faz-se uma amostragem da grelha de procura utilizando uma malha grosseira e regular. Os valores obtidos são adicionados a uma lista. Em seguida, subdivide-se a célula k que possui a maior probabilidade relativa P_k em 8 novas células produzindo, assim, 8 novas amostras com valores de PDF. Inserem-se, então, os novos valores da PDF calculados na lista que contém todos os valores das amostragens anteriores e repete-se o processo. A convergência é atingida quando se obtém um número de amostras pré-determinado ou quando se satisfaz um qualquer outro critério de conclusão. Quando comparado com os métodos de Grid-search regulares e determinísticos, o Oct-Tree revela-se muito mais rápido e fornece uma solução global e completa constrangida por poucos parâmetros. Todavia, a velocidade do processo diminui drasticamente com o aumento do número de observações, os resultados são muito dependentes do tamanho da grelha inicial de procura e o método é pouco eficaz na identificação de máximos relativos da função PDF.

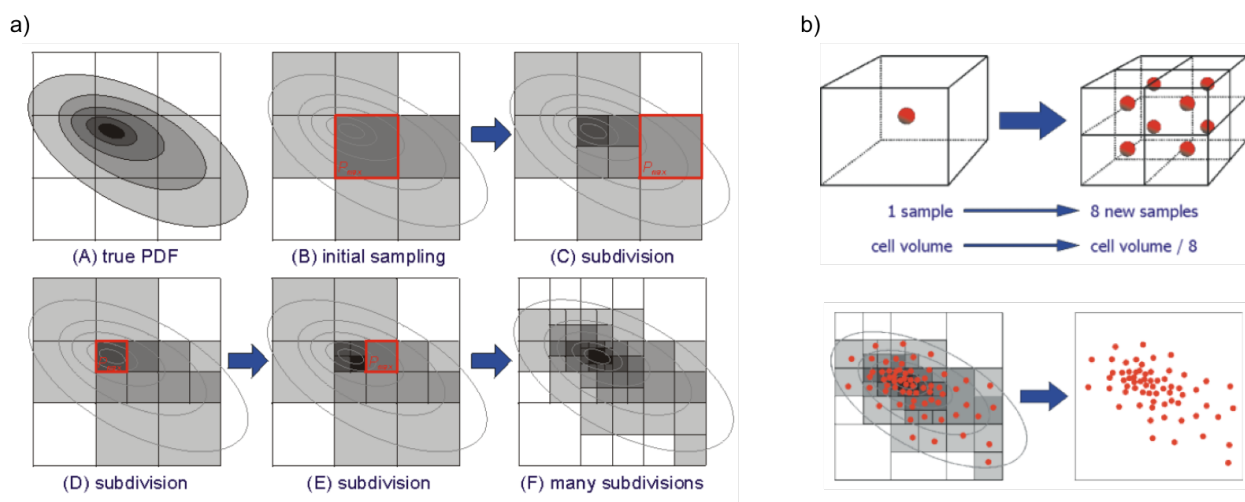


Figura 3.1 Ilustração do método de localização Oct-Tree. a) Exemplo 2D da subdivisão sucessiva das células de acordo com a função PDF. b) Versão a 3 dimensões da divisão de células e projeção 2D das células com diferentes valores de PDF. [Figura adaptada de Lomax (2017)]

3.2 Modelo de Velocidades

No processo de realocização dos hipocentros, utilizaram-se dois modelos de velocidades distintos para estimar os tempos de percurso teóricos das ondas sísmicas: o modelo IGN1D reportado em Custódio et al. (2015) e o modelo PRISM3D (Preliminary Reference Ibéria Seismic Model) de Arroucau et al. (2017).

O modelo IGN1D (Fig. 3.2) considera uma estrutura em camadas de velocidades das ondas P (V_P)

e uma razão constante entre as ondas P e S ($V_P/V_S = 1.75$). Este modelo está operacional no IPMA e é utilizado para localização de sismos em Portugal continental.

O PRISM3D é um modelo de velocidades tridimensional das ondas P e S para a Ibéria e norte de África, baseado em vários estudos anteriores publicados (Arroucau et al., 2017). Para a construção do PRISM3D (Fig.3.2), foram utilizados os mais recentes modelos que caracterizam adequadamente a estrutura interna da região do W da Ibéria. A estrutura de velocidades das ondas P e S na crosta foi construída com base em modelos de tomografia de ruído ambiente, de inversão tomográfica local e estudos de fontes ativas. A interface crosta-manto (descontinuidade de Mohorovicic - Moho) foi definida a partir de um modelo crustal integrado para a crosta Europeia (EPcrust), adicionando resultados obtidos de estudos publicados de fontes ativas e de análise da função de recetor. Os valores de V_P e V_S do Manto foram estimados através do estudo de tomografia de ondas P_n e S_n refratadas na Moho de Díaz and Gallart (2009), de tempos de percurso de ondas P telesísmicas e de ondas superficiais telesísmicas Palomeras et al. (2014); Pasyanos et al. (2014). De acordo com Díaz and Gallart (2009), o valor médio de V_P abaixo da Moho é 8.0 km/s , que também é utilizado no IGN1D (Tab. 3.1).

Tabela 3.1 Modelos de velocidades 1D e 3D - Valores de V_P e V_S do modelo IGN1D e valores de um perfil vertical do modelo PRISM3D retirado no ponto (37.32, -8.55)

Profundidade (km)	V_P (km/s)		V_S (km/s)	
	IGN1D	PRISM3D	IGN1D	PRISM3D
0.0	6.1	6.0	3.486	3.292
11.0	6.4	6.5	3.657	3.636
24.0	6.9	7.0	3.943	3.944
31.0	8.0	8.0	4.571	4.586
90.0	8.5	8.0	4.857	4.288
120.0	8.5	8.2	4.857	4.325

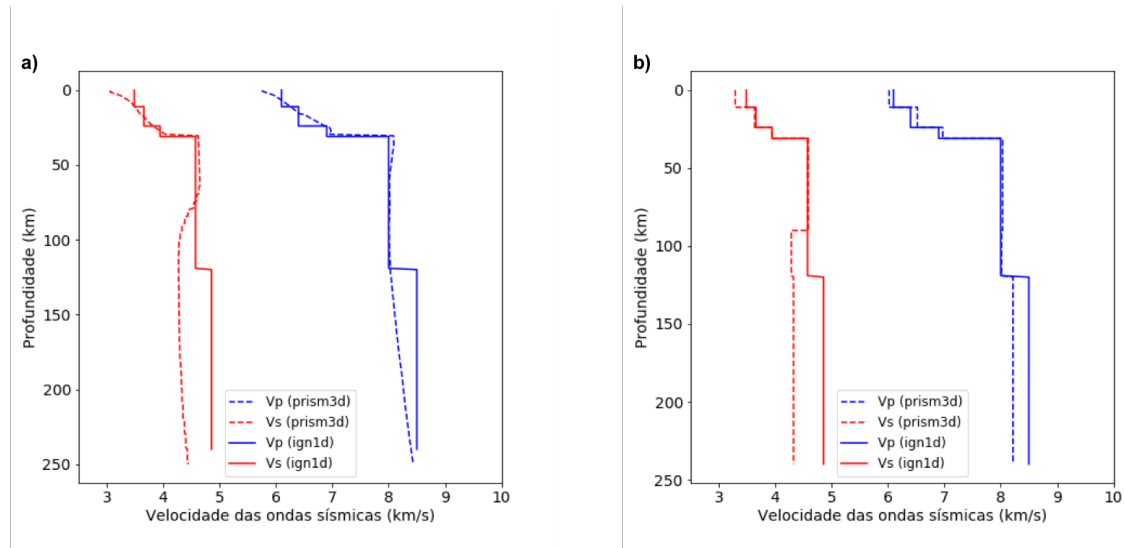


Figura 3.2 Estrutura de velocidades das ondas sísmicas utilizados na localização de hipocentros. a) Modelos IGN1D de (Custódio et al., 2015) e PRISM3D de (Arroucau et al., 2017). b) Sobreposição do modelo IGN1D a um modelo médio do PRISM3D em que as velocidades médias foram calculadas para mesmo intervalo de profundidades do IGN1D.

A Fig. 3.3 mostra o tempo de percurso para todos os nodos da grelha calculados utilizando o modelo IGN1D, quando se considera o ponto ($y = 0$ km, $z = 0$ km) o hipocentro. A Fig. 3.4 mostra os valores das velocidades P e S do modelo PRISM3D para a península Ibérica em que se fez dois perfis em z (N - S e E - W), sendo (37.32, -8.55) o ponto de interseção entre eles.

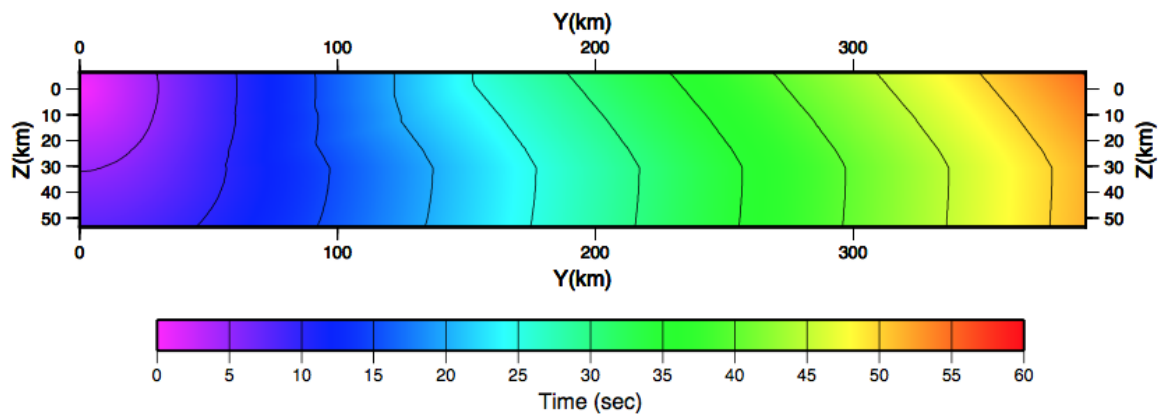


Figura 3.3 Representação em corte vertical tempos de percurso teóricos calculados através do modelo IGN1D de Custódio et al., 2015.

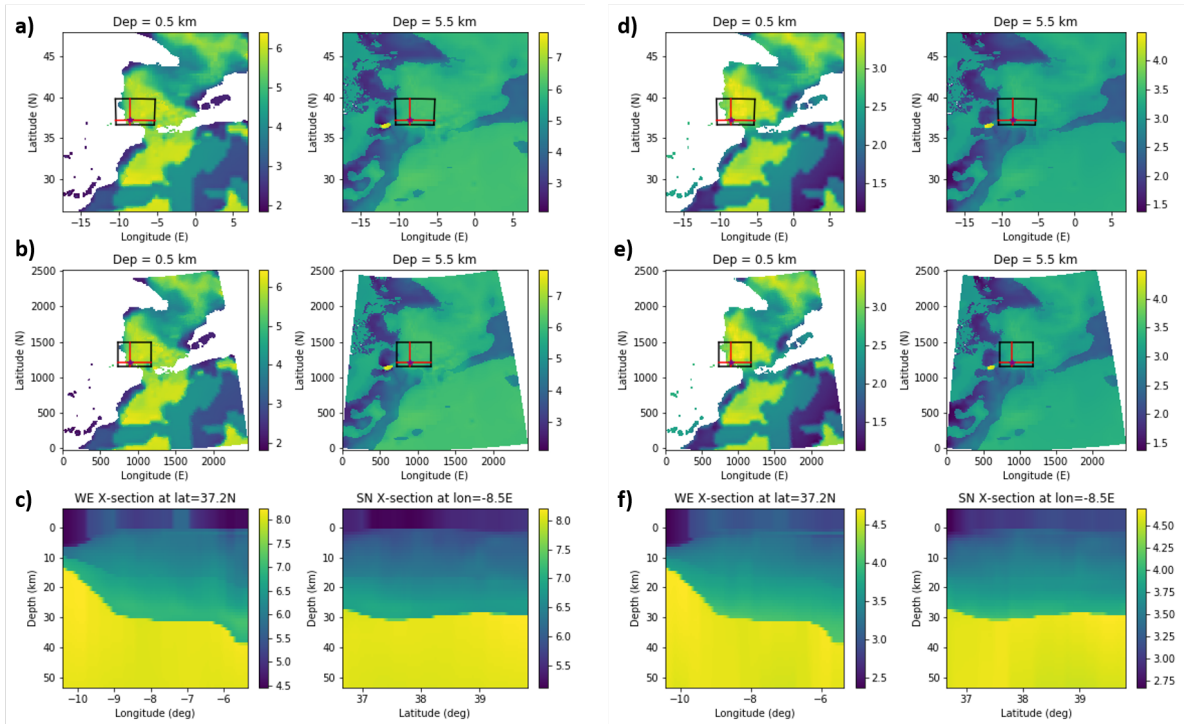


Figura 3.4 Modelo de velocidades PRISM3D para a península Ibérica para ondas P (esquerda) e ondas S (direita). a) e d) Valores para as profundidades de 0.5 e 5.5 km numa projeção retangular. b) e e) Valores para as profundidades de 0.5 e 5 km numa projeção em cartesiana. c) e f) Velocidade em profundidade para secções E-W e N-S com origem em (37.32 N, 8.55 W).

3.3 Formas de Onda

A análise das formas de onda (*waveform analysis*) consiste em comparar determinadas secções de sismogramas de eventos distintos com o objetivo de verificar se existem semelhanças entre eles. O método numérico utilizado para comprovar as diferenças/semelhanças entre sismogramas é o cálculo da correlação cruzada (*cross-correlation*).

Os sismogramas são os registos dos movimentos do solo (ex: deslocamento, velocidade e/ou aceleração) ao longo do tempo na sequência de sismos. Portanto, podem ser utilizados para deduzir e compreender as propriedades da fonte emissora e do meio percorrido pelas ondas sísmicas. Assim sendo, a correlação cruzada das formas de onda revela-se uma ferramenta muito importante no aumento da precisão das localizações relativas de hipocentros sísmicos, apesar de não ser este o seu propósito neste trabalho. No caso deste estudo, utiliza-se a correlação cruzada para estimar os coeficientes de correlação entre pares de eventos.

Considerando 2 sismos próximos, onde as suas formas de onda são suficientemente semelhantes, é possível determinar a localização de um sismo em relação ao outro utilizando a diferença do tempo de

chegada das fases em cada estação (Fig. 3.5). Nestas condições, a correlação entre os dois eventos é grande por isso, os tempos diferenciais são mais precisos do que os tempos de *picking* das fases em cada sismograma, fornecendo, assim, localizações relativas de alta precisão. As localizações relativas tem um grande impacto no aperfeiçoamento da resolução das estruturas de falhas e definição de características espaciais e temporais da sismicidade de uma determinada região (Shearer, 1997; Lin et al., 2007; Matoza et al., 2013).

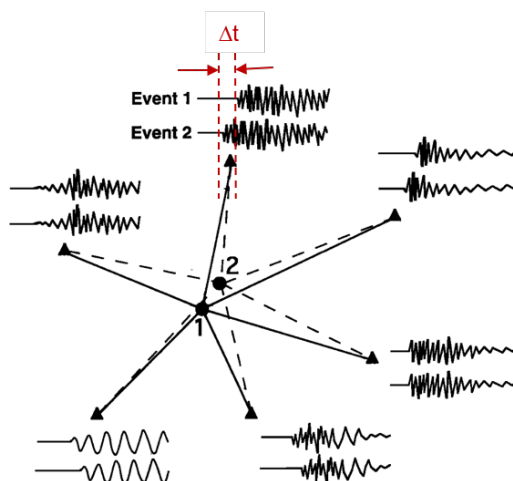


Figura 3.5 Ilustração de Localização Relativa que mostra como é que a correlação de formas de onda é utilizada para melhorar a localização relativa de eventos. Embora os traços registados em cada estação possam variar devido aos efeitos de sítio, quando os sismos são próximos e as suas formas de onda estão bem correlacionadas, é possível utilizar a diferença do tempo de chegada (Δt) de cada fase para obter os hipocentros relativos. [Figura adaptada de Shearer (1997)]

A análise das formas de onda também pode ser usada com o intuito de tentar perceber se o padrão de radiação dos sismos é semelhante. Através dessa informação consegue-se deduzir se o tipo de mecanismos focais dos sismos de Monchique é idêntico ou não. Não se calculou mecanismos focais, pelo que, pode ser uma tarefa futura que ajudará a completar o estudo feito neste trabalho.

3.3.1 Correção de *Picking* associada a Correlação Cruzada

A Correlação Cruzada (*x-corr*) resume-se a calcular sucessivamente a correlação de duas formas de onda, que inicialmente se encontram desfasadas, até que atinjam o ponto de correlação máxima (Fig. 3.6). Ao atingir o máximo absoluto da função de correlação cruzada, visto que a correlação é uma função discreta, ajusta-se uma parábola em torno desse máximo de acordo com o método de Deichmann and Garcia-Fernandez (1992). Desta forma, determina-se o ajuste temporal necessário para que a semelhança entre as duas formas de onda seja máxima. Este ajuste designa-se correção de *picking* (*pick correction*).

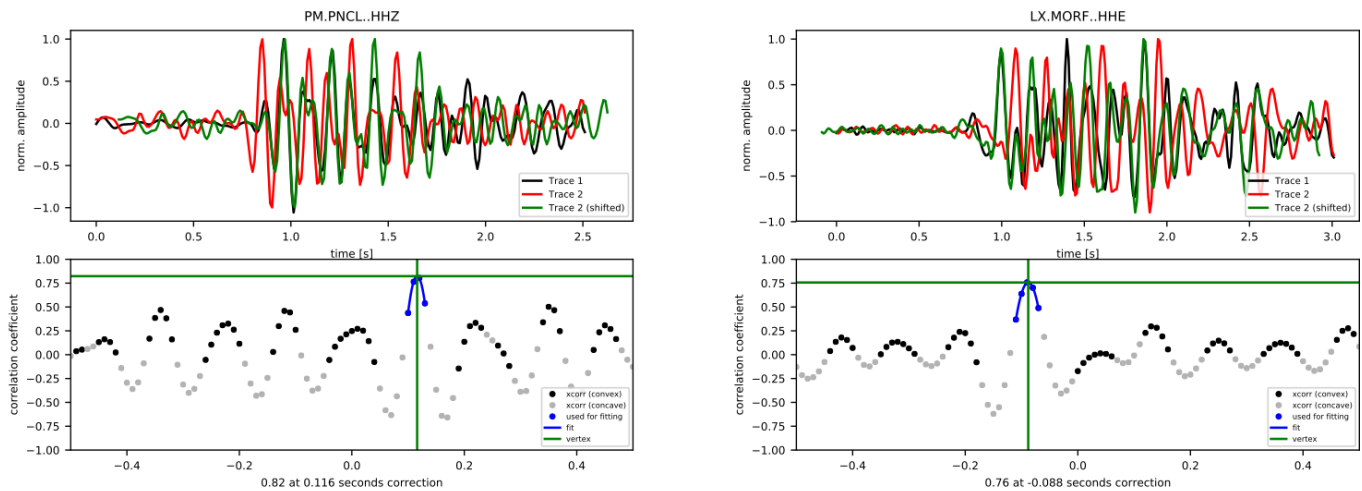


Figura 3.6 Exemplo de Correlação Cruzada calculada através da função *xcorr-pick-correction*. Correlação de 0.82 aos $\Delta t = 0.116$ s dos eventos 2010-12-27 10:39:15 de magnitude 1.2 e 2013-09-02 02:27:17 de magnitude 1.2 calculada na estação PNCL, componente HZ e fase P. Correlação de 0.76 aos $\Delta t = -0.088$ s dos eventos 2010-11-12 14:25:04 de magnitude 1.1 e 2013-06-07 11:08:31 de magnitude 1.1 na estação MORF, componente HE e fase S.

A *xcorr-pick-correction* é uma função do *Obspy*, pacote do *Python* destinado a análise sísmica, que calcula a correção temporal que deve ser aplicada aos tempos de *picking* de uma determinada forma de onda através da correlação cruzada das formas de onda em pequenas janelas ao redor do tempo de *picking*. Esta função devolve também o coeficiente de correlação de cada par de sismo analisado que determina o grau de semelhança entre os eventos. A verificação e validação dos resultados pode ser feita ajustando os parâmetros iniciais, utilizando a opção desta função que permite a representação gráfica dos resultados.

Para calcular a correlação cruzada utilizando a função *xcorr-pick-correction* é necessário introduzir os seguintes parâmetros:

- o tempo de *picking* e traço (forma de onda) do primeiro evento
- o tempo de *picking* e traço do segundo evento
- tempos de corte da janela de seleção
- tempo de atraso máximo para calcular a x-CORR
- frequências de corte e tipo de filtro (bandpass, lowpass ou highpass)
- Componente e fase que se pretende analisar

Estes parâmetros dependem da distância epicentral e do intervalo de magnitude dos sismos presentes

no catálogo. Neste trabalho, fez-se o estudo de sismos na região de Monchique (grelha de 446 km x 391 km x 61 km) com magnitudes entre 0 e 4. Para que se obtenha resultados verosímeis, calculou-se a correlação cruzada das formas de onda apenas dos sismos mais próximos do complexo de Monchique. Logo, selecionou-se os eventos contidos nos seguintes limites: $37.0 \geq lat \leq 37.5$ e $-9.0 \geq lon \leq -8.25$. Assim sendo, para cada par de evento determinou-se o coeficiente de x-corr (CC) para cada fase P e S em todas as estações. A x-corr foi calculada numa janela temporal de -0.5 s a 1.5 s (janela de 2 s) para a fase P e de -0.5 s a 2 s (janela de 2.5 s) para a fase S. O tempo de atraso máximo estabelecido foi 0.5 s e utilizou-se um filtro passa-banda com frequências mínima e máxima 3 Hz e 15 Hz. Utilizaram-se os traços da componente vertical (HZ) para o cálculo da x-corr da fase P, e os traços da componente horizontal Este-Oeste (HE) para a fase S.

4

Resultados e Discussão

Conteúdo

4.1	Localização Hipocentral	28
4.2	Análise das Formas de Onda	41

Utilizando o software NLLoc efetuou-se a realocização dos hipocentros dos eventos sísmicos ocorridos na região de Monchique registados no catálogo do IMPA. Fizeram-se também histogramas dos parâmetros obtidos que se consideraram relevantes a caracterização sísmica da região em estudo.

Para a localização hipocentral com o NLLoc utilizaram-se as primeiras e segundas chegadas das ondas P e S. Portanto, retirou-se do catálogo todas as outras chegadas, como por exemplo ondas superficiais. Fez-se um teste localizando 1 evento exemplo e verificou-se que o programa atribuíu, automaticamente, pesos maiores às primeiras chegadas e pesos mais pequenos às segundas chegadas.

4.1 Localização Hipocentral

4.1.1 Testes de Localização de Hipocentros

Definido o modelo de velocidades, realizaram-se vários testes de determinação de hipocentros (Tab. 4.1). Os testes foram feitos alterando o método de transformação de coordenadas (SIMPLE ou TRANS-MERC), o modelo de velocidades e as coordenadas do ponto que define a projeção utilizada na transformação de coordenadas. A transformação SIMPLE resume-se em aplicar uma função da latitude (A.2) para corrigir as distâncias longitudinais. A TRANS-MERC equivale a projeção transversa de Mercator. Esta projeção resulta de uma projeção cilíndrica conforme tangente a um determinado meridiano central, onde uma linha de azimuth constante equivale a uma linha reta. Na transformação TRANS-MERC, meridiano central tangente à projeção transversa de mercator passa pelo ponto que define a projeção. Todos os testes foram realizados aplicando o método de busca de hipocentros Oct-Tree, em que a grelha tinha o volume de $x = 446$ km, $y = 391$ km e $z = 61$ km.

Tabela 4.1 Descrição dos testes de cálculo de hipocentros sísmicos com o NLLoc

	Teste 1	Teste 2	Teste 3	Teste 4
Modelo de Velocidades	IGN1D	IGN1D	IGN1D	PRISM3D
Transformação de coordenadas	SIMPLE	TRANS-MERC	TRANS-MERC	TRANS-MERC
Ponto que define a projeção utilizada na transformação de coordenadas	(36.5, -10.0)	(36.5, -10.0)	(37.32, -8.55)	(37.32, -8.55)

i. Teste 1

No primeiro teste, a localização foi feita utilizando o modelo de velocidades IGN1D, a transformação de coordenadas geográficas em coordenadas retangulares SIMPLE e o ponto que define a projeção M = (36.5, -10.0). Os resultados encontram-se representados na Fig. 4.1.

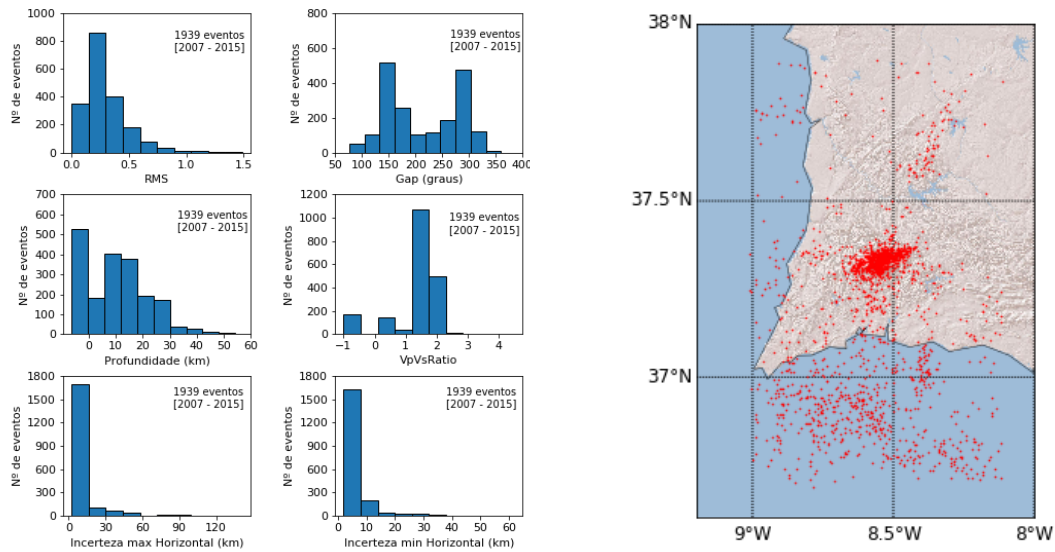


Figura 4.1 Resultados obtidos no Teste 1: Histogramas (esquerda) e conjunto de epicentros ótimos (direita).

ii. Teste 2

Neste teste estimaram-se os hipocentros ótimos utilizando o modelo de velocidades IGN1D, a projeção transversa de Mercator (TRANS-MERC) e não se alterou o ponto que define a projeção. Os resultados obtidos estão visíveis na Fig. 4.2.

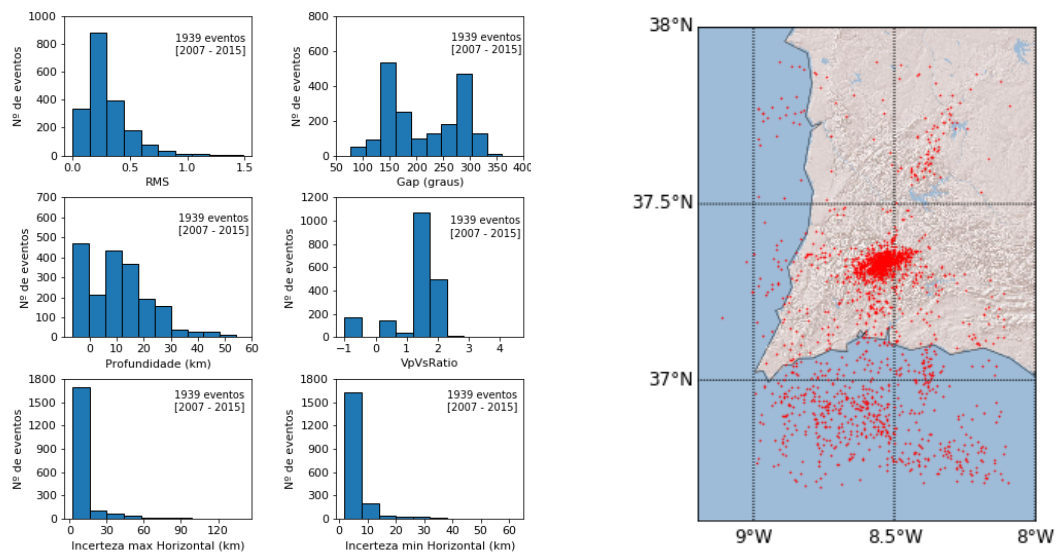


Figura 4.2 Resultados obtidos no Teste 2: Histogramas (esquerda) e conjunto de epicentros ótimos (direita).

iii. Teste 3

O teste 3 foi realizado mantendo o modelo de velocidades IGN1D e projeção transversa de Mercator (TRANS-MERC). Alterou-se apenas o ponto que define a projeção para $M0 = (37.32, -8.55)$. Os resultados obtidos encontram-se na Fig. 4.3.

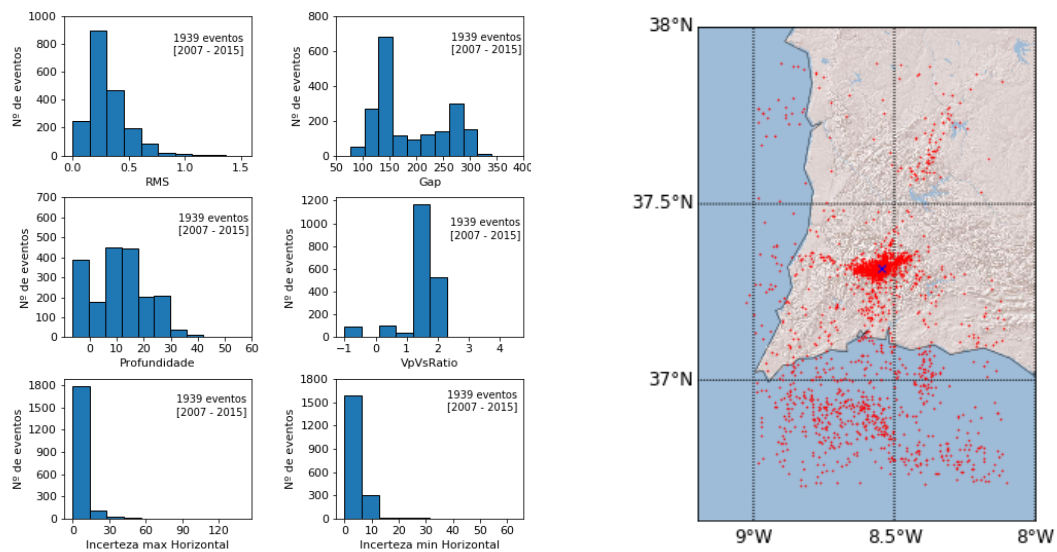


Figura 4.3 Resultados obtidos no Teste 3: Histogramas (esquerda) e b) conjunto de epicentros ótimos (direita).

iv. Teste 4

Neste teste utilizou-se o modelo de velocidades PRISM3D, a projeção transversa de Mercator (TRANS-MERC) e o ponto que define a projeção (37.32, -8.55). Os resultados desta localização estão representados na Fig. 4.4.

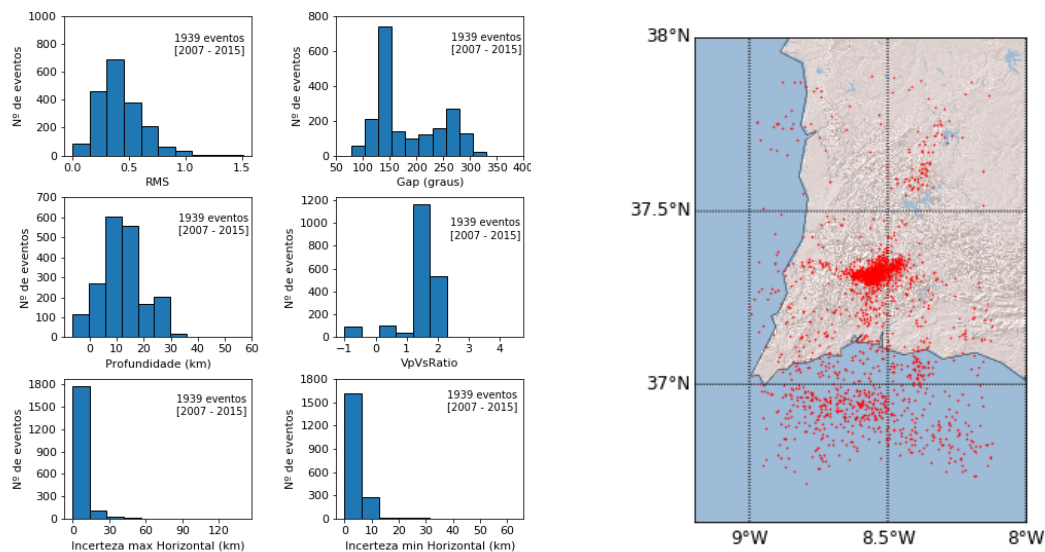


Figura 4.4 Resultados obtidos no Teste 4: Histogramas (esquerda) e conjunto de epicentros ótimos (direita).

Tal como mostra o resultado obtido pelo IPMA, nestes quatro testes verifica-se a existência de um aglomerado de epicentros sobre o complexo ígneo de Monchique. Percebe-se também, em todos os casos, uma lineação de epicentros NNE-SSW e outra E-W. Ao observar os histogramas verifica-se que a maioria dos resultados têm RMS abaixo dos 0.5 e que estes sismos têm, geralmente, profundidades menores que 20 km. O Gap apresenta uma dupla distribuição: uma em torno dos 150° e outra em torno dos 250°. O valor elevado do Gap deve-se, principalmente, à distribuição das estações em relação aos hipocentros pois, nesta região tão próxima da costa, as estações encontram-se na parte continental. O NLLoc calcula também os limites de incerteza horizontal de cada hipocentro que estão associadas à elipse de erro que, aproximadamente, entre os 0 e os 20 km.

Além de determinar os parâmetros mais relevantes na localização de hipocentros (RMS, Gap, profundidade e incertezas horizontal mínima e máxima da elipse de erro), o NLLoc determina também uma variável designada VpVsRatio. Este parâmetro corresponde ao declive do melhor ajuste aplicado à representação gráfica dos tempos de chegada da onda S em função dos tempos de chegada da onda P. Como se pode deduzir, a ordenada na origem desta reta representa o tempo de origem do evento. O ajuste é computado através do método de minimização iterativa de [Lahr \(1989\)](#) e, só é aplicado quando se assume que a razão V_P/V_S é constante e existe registo de ondas P e S em mais do que 2 estações. Todos os testes realizados mostram que o VpVsRatio varia, para a maior parte dos eventos, entre 1.5 e 2.

Os testes anteriormente descritos permitem-nos comparar soluções distintas (Tab. 4.1) obtidas utilizando o método probabilístico para estimar hipocentros de eventos sísmicos do NLLoc. Confirma-se que

ao alterar os parâmetros de *input*, os resultados fundamentais da localização de um hipocentro (RMS, Gap, VpVsRatio, latitude, longitude e profundidade) variam ligeiramente.

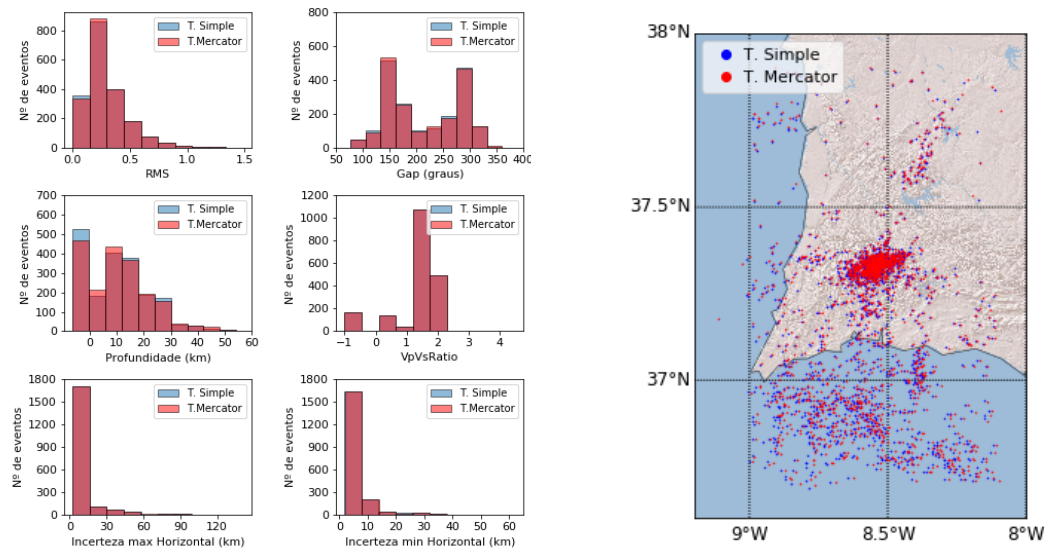


Figura 4.5 Comparação dos resultados obtidos: Histogramas (esquerda) e conjunto de epicentros(direita) pelos Testes 1 e 2.

Ao comparar os testes 1 e 2 (Fig. 4.5), verifica-se que não existem grandes alterações nos resultados tanto na localização hipocentral como nos outros parâmetros. Pode-se concluir, então, que alterar apenas a projeção geográfica utilizada para converter as coordenadas não provoca mudanças significativas no resultado da localização. Isto acontece porque, apesar de se saber que a projeção TRANS-MERC introduz menores distorções quando se passa de coordenadas geográficas para retangulares, a área de estudo (volume de procura de hipocentros) não é suficientemente grande para que a distorção seja relevante.

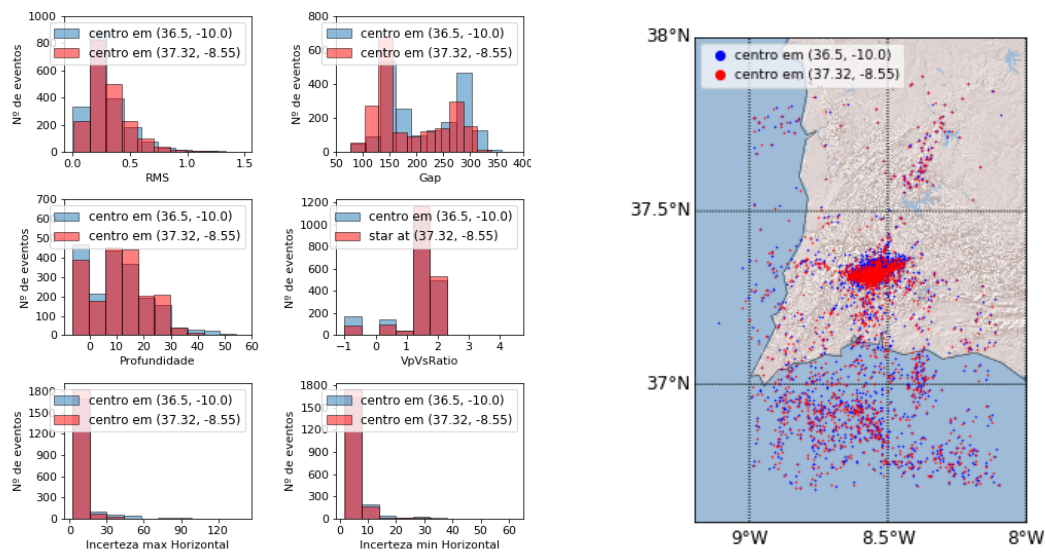


Figura 4.6 Comparação dos resultados obtidos: Histogramas (esquerda) e conjunto de epicentros(direita) pelos Testes 2 e 3.

Observando a Fig. 4.6, verifica-se que modificar a posição do ponto que define a projeção utilizada na transformação de coordenadas (Testes 2 e 3) tem um impacto superior na localização. Verifica-se também, no teste 3, uma pequena alteração no RMS e na distribuição da profundidade, diminuindo o número de *airquakes* (eventos com profundidade menor que zero). No entanto, a distribuição dos valores de Gap não foi significativamente alterada pois, este parâmetro depende, fundamentalmente, da distribuição das estações. A mudança tão significativa na distribuição dos hipocentros do teste 3 acontece porque, o ponto (37.32, -8.55) encontra-se mais próximo do local com maior número de hipocentros. Isto mostra que ao colocar o ponto ponto que define a projeção no centro do *cluster* de sismos reduz-se a distorção da grelha, adquirida na etapa de transformação de coordenadas.

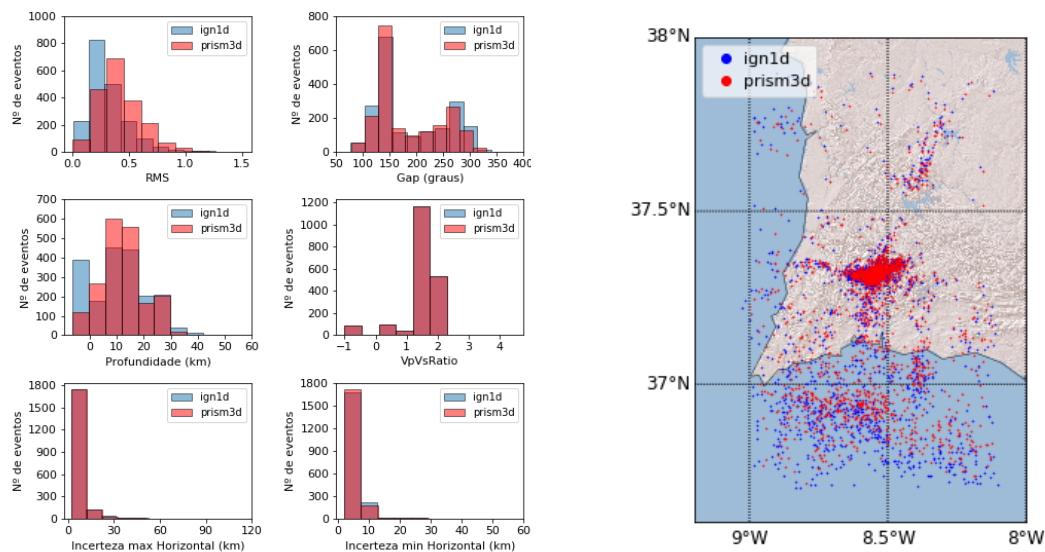


Figura 4.7 Comparação dos resultados obtidos: Histogramas (esquerda) e conjunto de epicentros (direita) pelos Testes 3 e 4.

Substituindo o modelo de velocidades IGN1D por PRISM3D (Testes 3 e 4), observa-se que existem mudanças nos resultados (Fig. 4.7). Primeiramente, verifica-se um ligeiro aumento no RMS e uma pequena diminuição na incerteza máxima horizontal. Observa-se que, no teste 4, a maioria dos eventos têm profundidades compreendidas entre os 5 e os 20 km. Existe também uma diminuição no número de *airquakes*. Esta alteração na distribuição dos hipocentros em profundidade deve-se às diferenças na estrutura de velocidades das ondas sísmicas de cada modelo.

Ao analisar todos os testes, torna-se evidente considerar os testes 3 e 4 aqueles que apresentam os melhores resultados da localização dos hipocentros uma vez que, já se viu anteriormente que o uso da projeção TRANS-MERC e ponto (37.32, -8.55) para definir o meridiano central da projeção são os parâmetros que proporcionam localizações mais exatas. Assim sendo, a seleção do teste que possui melhores resultados resume-se à escolha do melhor modelo de velocidades. Essa escolha é muito difícil pois, os dois testes têm resultados muito semelhantes e a única diferença considerável é o ligeiro aumento de RMS no teste 4. Sabe-se que o modelo PRISM3D, por ser um modelo 3D, contém variações laterais das velocidades das ondas sísmicas em profundidade, atribuindo a cada nodo da grelha um valor de velocidade único. Por outro lado, o modelo IGN1D, por ser um modelo de camadas, é mais robusto e a transição dos valores de velocidades de um nodo para a sua vizinhança é mais atenuada. Posto isto, não se considera possível assinalar, entre os testes 3 e 4, aquele que devolve a melhor localização dos hipocentros.

O software NLLoc permite, não só estimar os hipocentros de Maximun Likelihood, mas também,

fornece as coordenadas (x, y, z) do centro do elipsoide de erro (*Expectation Hypocenter*) (Fig. 4.8). Os hipocentros denominados de *Maximum Likelihood* são estimados encontrando os nodos da grelha de procura com os valores máximos de PDF. O epicentro esperado (*Expected*) corresponde ao ponto central da elipse de erro.

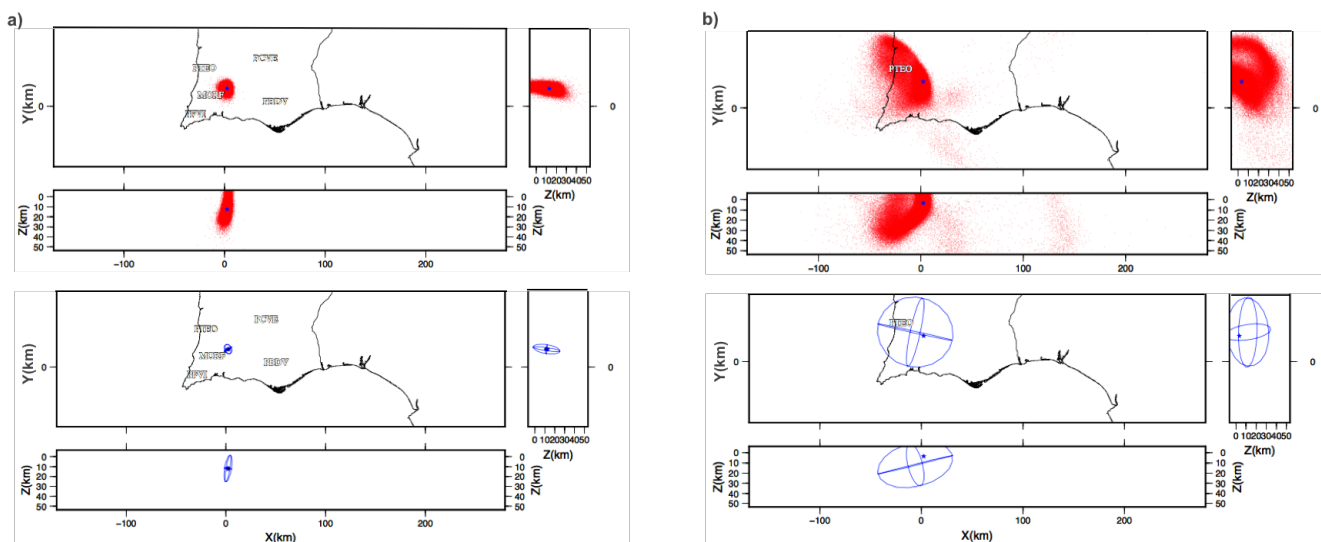


Figura 4.8 Resultado da localização utilizando do NLLoc dos eventos 2007-01-06 10:01:59 (a) e 2013-07-10 08:05:25 (b). Distribuição da função PDF representada por pontos vermelhos e elipse de erro marcada a azul. Hipocentro Maximum Likelihood (estrela azul) e hipocentro esperado (centro do elipsoide).

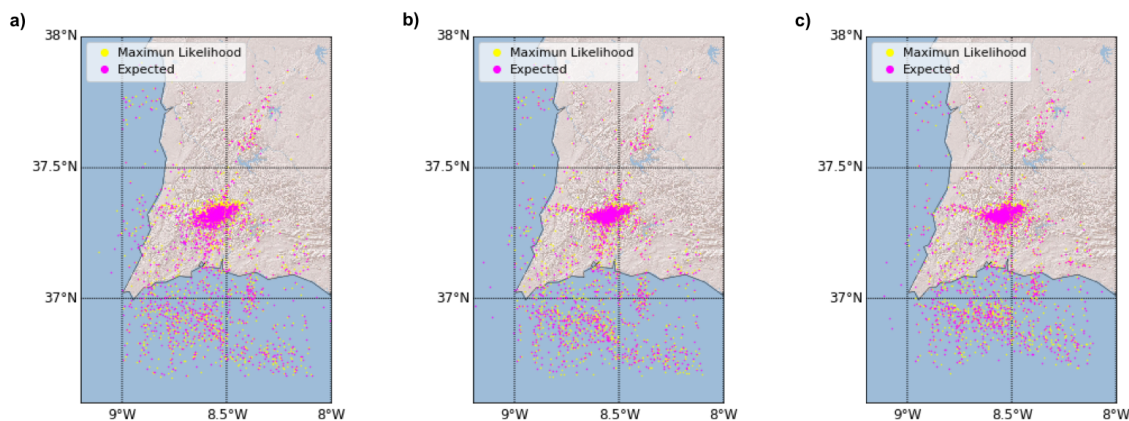


Figura 4.9 Epicentros ótimos: Maximum Likelihood vs Expectation Hypocenter para todos os testes. a) Teste 2, b) Teste 3, c) Teste 4.

Observando a Fig. 4.9 verifica-se que não existe grandes alterações nas coordenadas dos epicentros quando se compara o resultado *Maximum likelihood* e *Expected*. Este resultado é um tanto previsível pois,

a forma do elipsoide de erro depende da distribuição da PDF. Isto significa que quando é encontrado o hipocentro ótimo Maximun likelihood, isto é, ponto (x,y,z) onde a PDF tem máximo absoluto, é de esperar que o ponto central da elipse de erro coincida ou que não esteja muito distante do hipocentro ótimo.

4.1.2 Resíduos (*misfit*)

O NLLoc calcula a função *misfit* para cada fase registada (P, P_n, P_g, S, S_n, S_g) através da diferença entre os tempos de percurso observados e teóricos ($t_{obs} - t_{mod}$). Desta forma, determina-se o resíduo médio das fases P e S para cada estação.

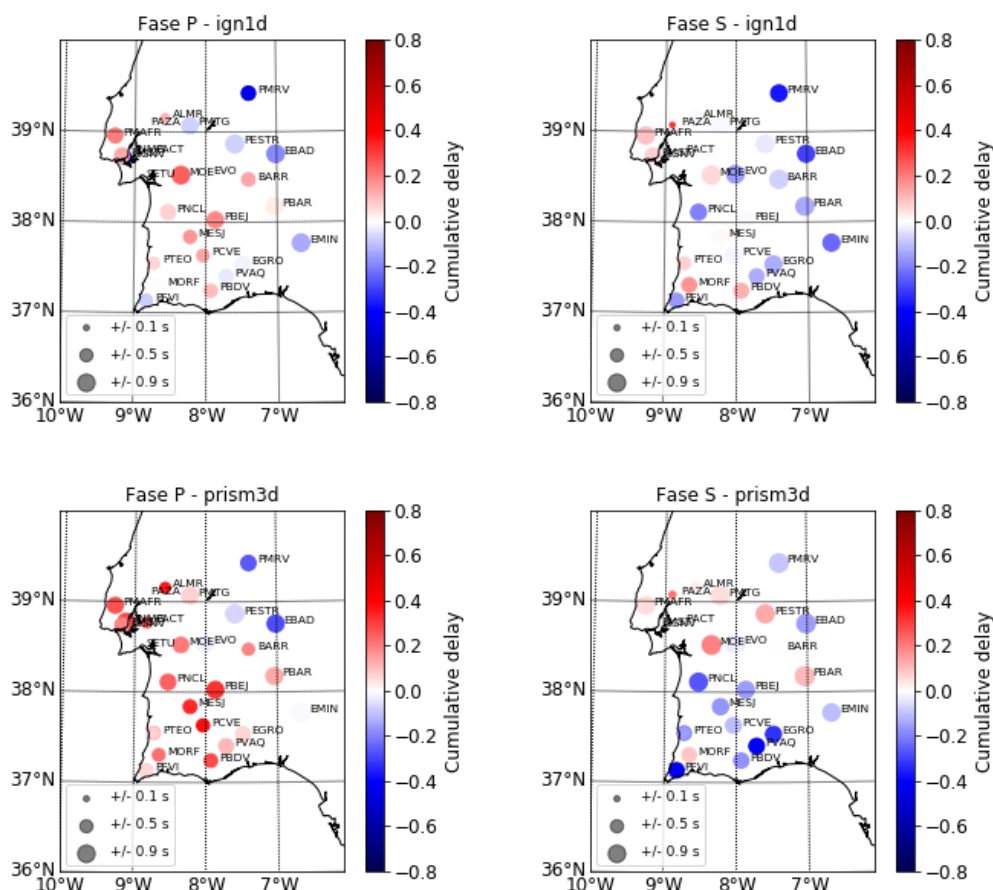


Figura 4.10 Resíduo médio das fases P e S em cada estação.

Ao observar a Fig. 4.10 verifica-se que existem valores negativos e positivos de resíduo em todos os quatro casos. Destaca-se o facto de que, em ambos os modelos, existe um maior número de resí-

duos positivos ($t_{obs} > t_{mod}$) na fase P e um maior número de resíduos negativos ($t_{obs} < t_{mod}$) na fase S. Verifica-se também que as estações mais afastadas da costa (PMRV, EBAD e EMIN) têm sempre resíduo negativo, ao contrário das estações ALMR, PMAFR, GGNV, e MOE têm sempre resíduo positivo. Uma particularidade do modelo PRISM3D é a tendência observada nas estações mais a sul onde, o valor do resíduo é positivo para a fase P e negativo para a fase S, com exceção da estação MORE. Isso significa que para estas estações o tempo de chegada teórico calculado pelo modelo PRISM3D é maior do que o observado, no caso da onda P, e menor do que o observado, no caso da onda S.

Segundo Lomax et al. (2007), a presença de valores positivos e negativos dos resíduos podem dever-se a dois fatores distintos: utilizar na localização os tempos observados originais sem quaisquer correções dos tempos de percurso das ondas sísmicas teóricos devido aos efeitos da estrutura geológica do meio (efeitos de sítio) ou um modelo de velocidades incorreto. Os testes efetuados por este autor mostraram localizações em que se não se efetuam correções temporais apresentam uma distribuição equilibrada de resíduos positivos e negativos, enquanto que, quando se faz essas correções os resultados têm resíduo nulo (Lomax et al., 2007, 2000). O uso de modelos de velocidades incorreto e/ou não adequado reflete-se num aumento do valor dos resíduos. Relativamente ao primeiro caso, não é possível retirar qualquer conclusão pois, em todas as relocalizações utilizou-se os tempos de chegada observados originais. Como não observa alterações significativas no valor dos resíduos nas estações, conclui-se que o modelo de velocidades IGN1D não é mais adequado do que o PRISM3D e vice-versa.

4.1.3 Análise em Profundidade

Analisando os resultados da localização epicentral do IPMA e comparando-os aos resultados que se obteve no Teste 4, procedeu-se a uma avaliação da distribuição em profundidade destes sismos apresentada na Fig. 4.11.

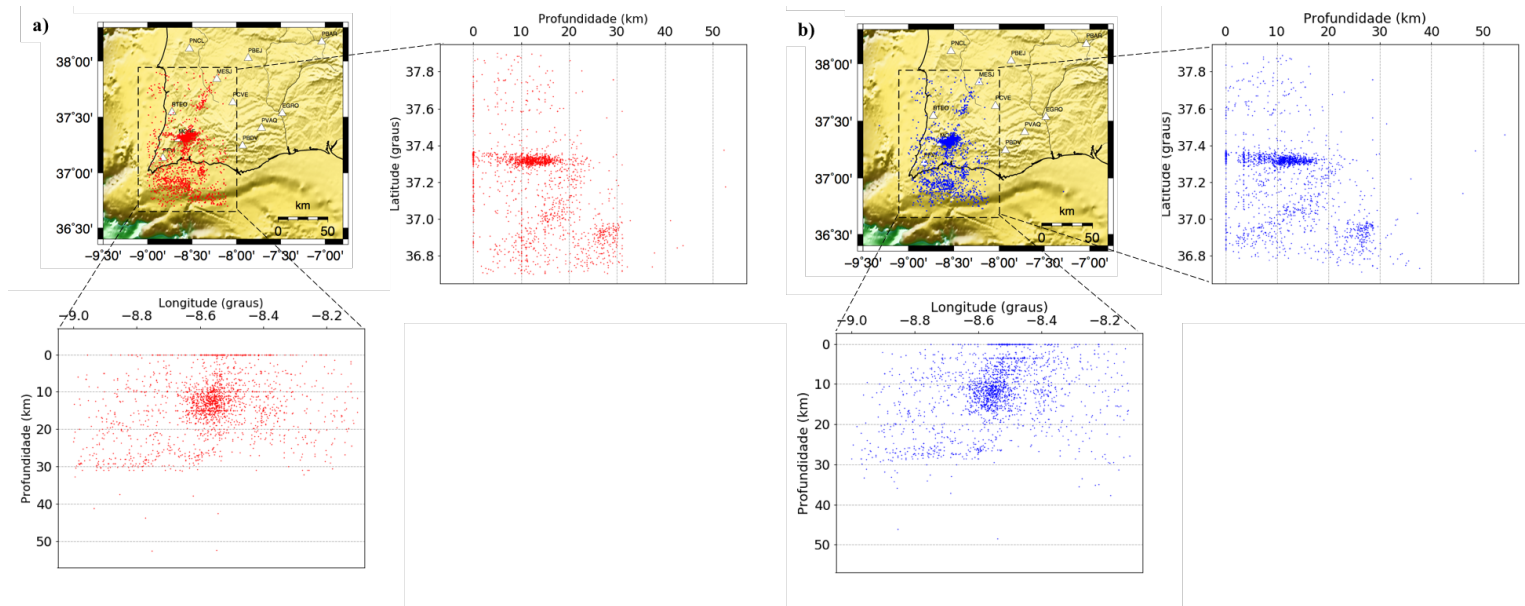


Figura 4.11 Cortes em profundidade de latitude e longitude: a) Hipocentros do catálogo do IPMA e b) Hipocentros calculados com o NLLoc - Teste 4. *Nota: Colocou-se as profundidades dos hipocentros com profundidades negativas iguais a zero.

Na Fig. 4.11, observam-se cortes em profundidade em função da latitude e longitude que mostram que quase todos os hipocentros encontram-se acima dos 20 km. Existe uma concentração latitudinal entre os 37.2° e os 37.4°, que corresponde ao alinhamento E-W visível não só no resultado do IPMA mas também, em todas as relocalizações calculadas com o NLLoc. No corte longitudinal observa-se uma acumulação mais dispersa de hipocentros, com direção NNE-SSW aproximadamente, entre os -8.7 e os -8.4 graus. Os cortes em profundidade obtidos a partir dos resultados do quarto teste são semelhantes aos do IPMA. É importante notar que os *airquakes* existentes devem-se ao limite superior de profundidade (superfície), isto é, o limite superior de profundidade real seria $z = 0$ km porém, neste teste utilizou-se $z = -6.5$ km (6.5 km acima de $z = 0$ km).

Bürgmann and Dresen (2008) resume 3 modelos que caracterizam o comportamento das rochas quando é aplicada uma tensão (Fig. 4.12). O primeiro, designado de "Sandes de Geleia", possui uma crosta superior e manto litosférico mais resistentes do que a crosta média e inferior. No modelo "Leite Creme", a crosta tem maior resistência do que o manto. O modelo "Banana Split" considera que existem zonas de fraqueza (zonas de falhas) ao longo de toda a litosfera em que a deformação na crosta inferior e no manto superior é acomodada por deformação de difusão linear. A maioria dos hipocentros sísmicos da região de Monchique encontram-se entre os ~ 5 km e os 20 km, o que indica que a litosfera deste local tem um comportamento frágil até a base da crosta, que no caso de Monchique é ~ 31 km (Fig 4.13) (Dündar et al., 2016). Portanto, fazendo uma breve interpretação dos esquemas desses modelos reológicos, podemos dizer que Monchique é uma região onde o comportamento das rochas em profundidade

não é idêntica a de nenhum dos modelos anteriormente descritos. Contudo, apesar de não se ter informações sobre o manto, o facto de existir um grande número de sismos entre a superfície e os 20 km, com uma intensificação entre os 10 e os 20 km, é observado no modelo "Sandes de Geleia" que é caracterizado por uma crosta "frágil" até os ~ 25 km se esta for constituída por feldspato hidratado. O modelo "Leite creme" também possui características semelhantes entre os 0 e 20 km porém, os sienitos nefelínicos não possui quartzo. Como se sabe que o sienito nefelínico, abundante no complexo de Monchique, é composto por feldspato alcalino, nefelina e outros minerais, podemos inferir que o comportamento da crosta desta região tem um comportamento análogo ao modelo representado na Fig.4.13a.

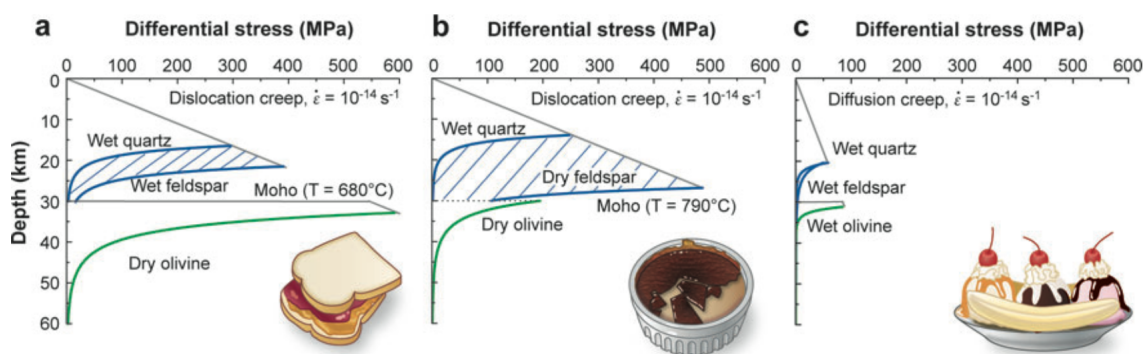


Figura 4.12 Ilustração dos modelos reológicos da litosfera. a) Modelo Sandes de Geleia, b) Modelo Leite Creme e c) Modelo Banana Split. [Figura de Bürgmann and Dresen (2008)]

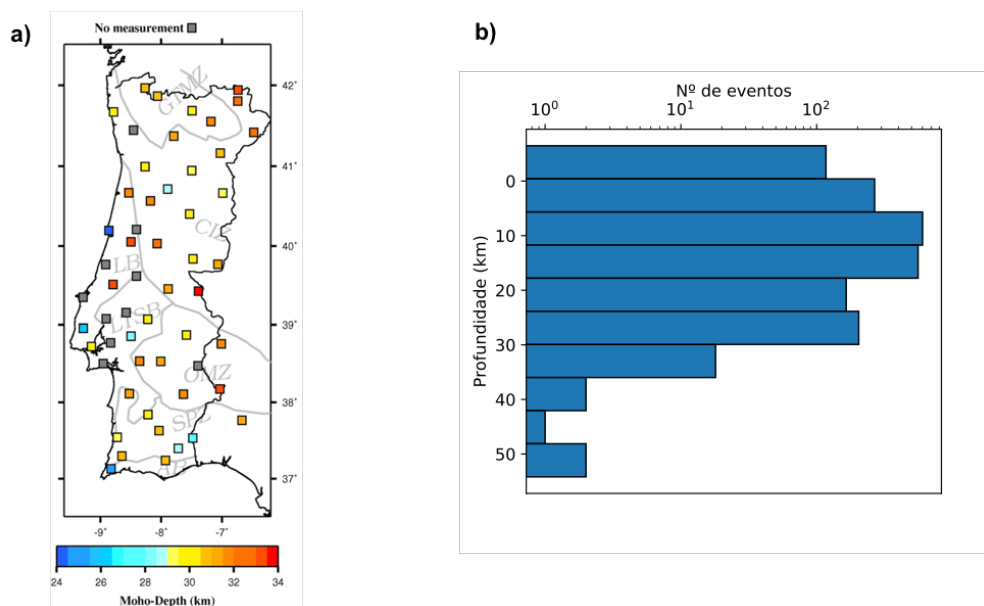


Figura 4.13 a) Mapa dos valores obtidos para a profundidade da Moho em Portugal Continental. [Figura adaptada de Dündar et al. (2016)]. b) Histograma de profundidade dos hipocentros de Monchique obtidos no teste 4.

4.2 Análise das Formas de Onda

Os resultados da análise de forma de onda dos eventos selecionados encontram-se nas figuras que se seguem.

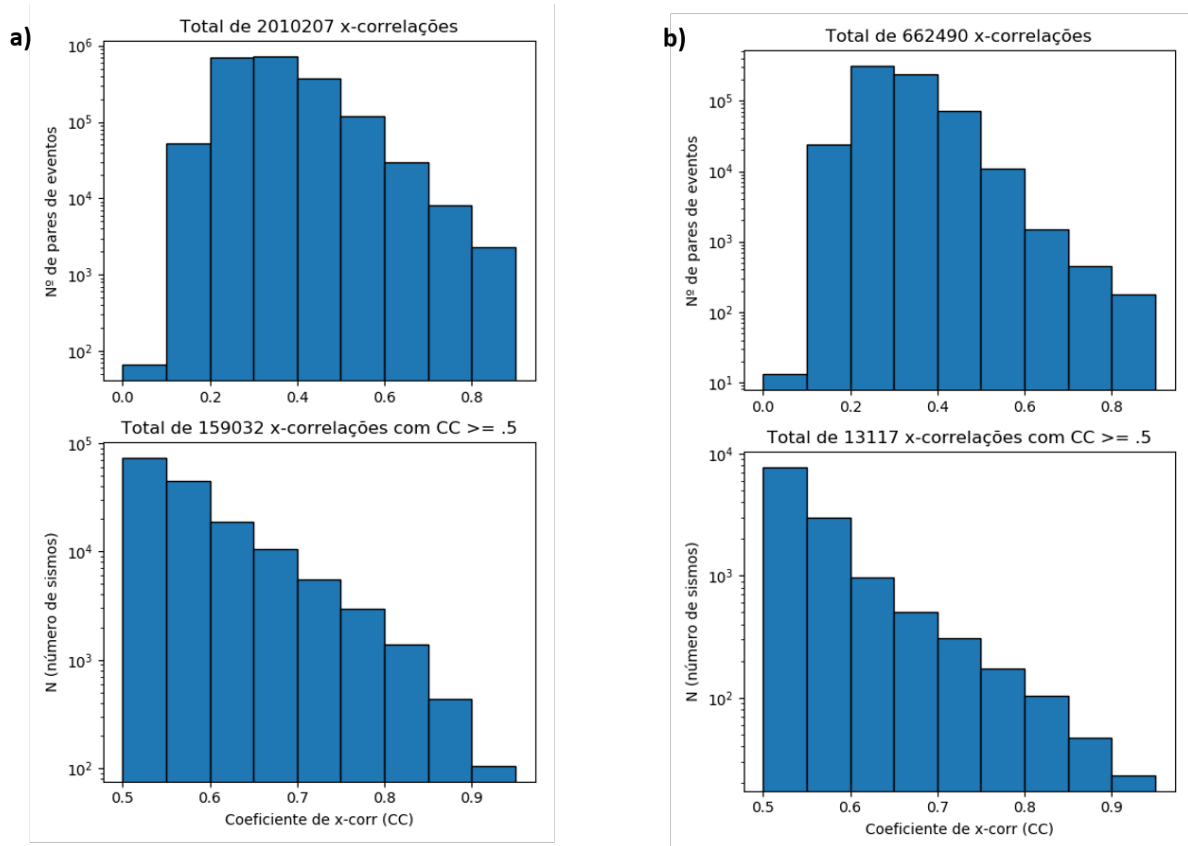


Figura 4.14 Histogramas de Coeficientes de correlação para as ondas P (a) e S (b) de todos os eventos e dos eventos com CC maior que 0.5.

Observando a Fig. 4.14, verifica-se que, para a onda P, existem 2010207 correlações, das quais 159032 têm CC maior do que 0.5 e que 100 pares de eventos têm CC maior do que 0.9. Para a onda S, verifica-se que, das 662490 correlações, há 13117 com CC maior que 0.5 e 15 com CC maior que 0.9.

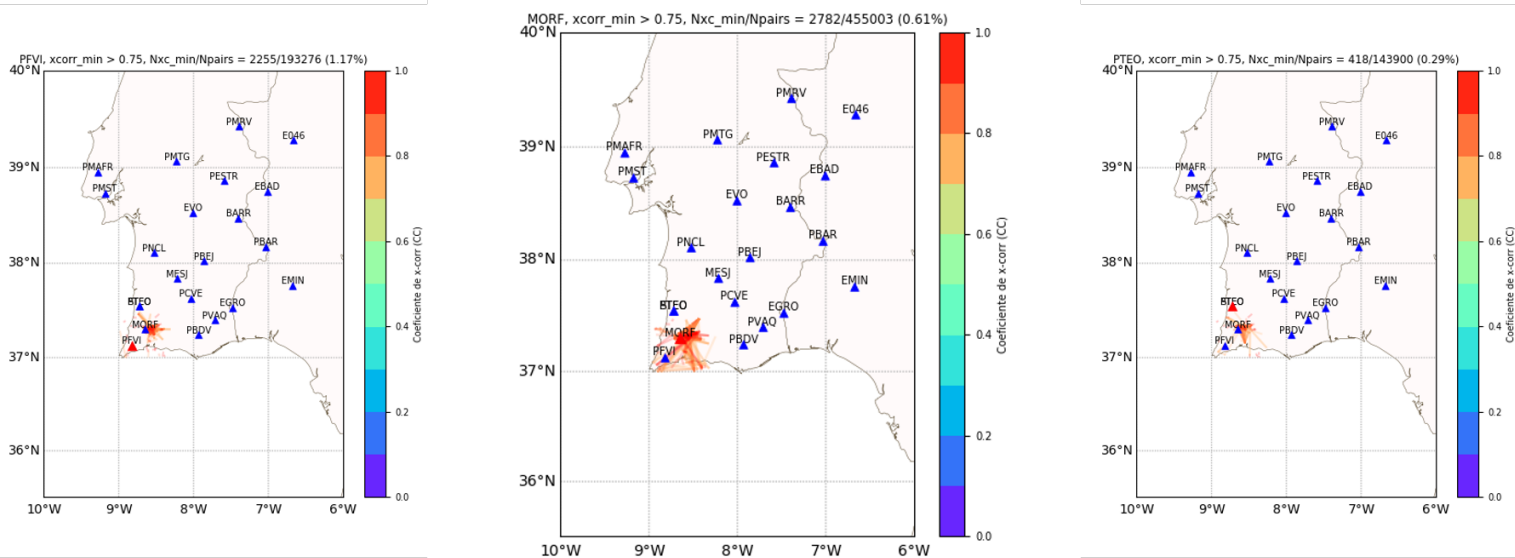


Figura 4.15 Cada linha corresponde a pares de eventos com CC maior que 0.75 por estação calculados para a onda P. Resultados obtidos nas estações PTEO, PFVI e MORF. A cor da linha corresponde ao o valor do CC.

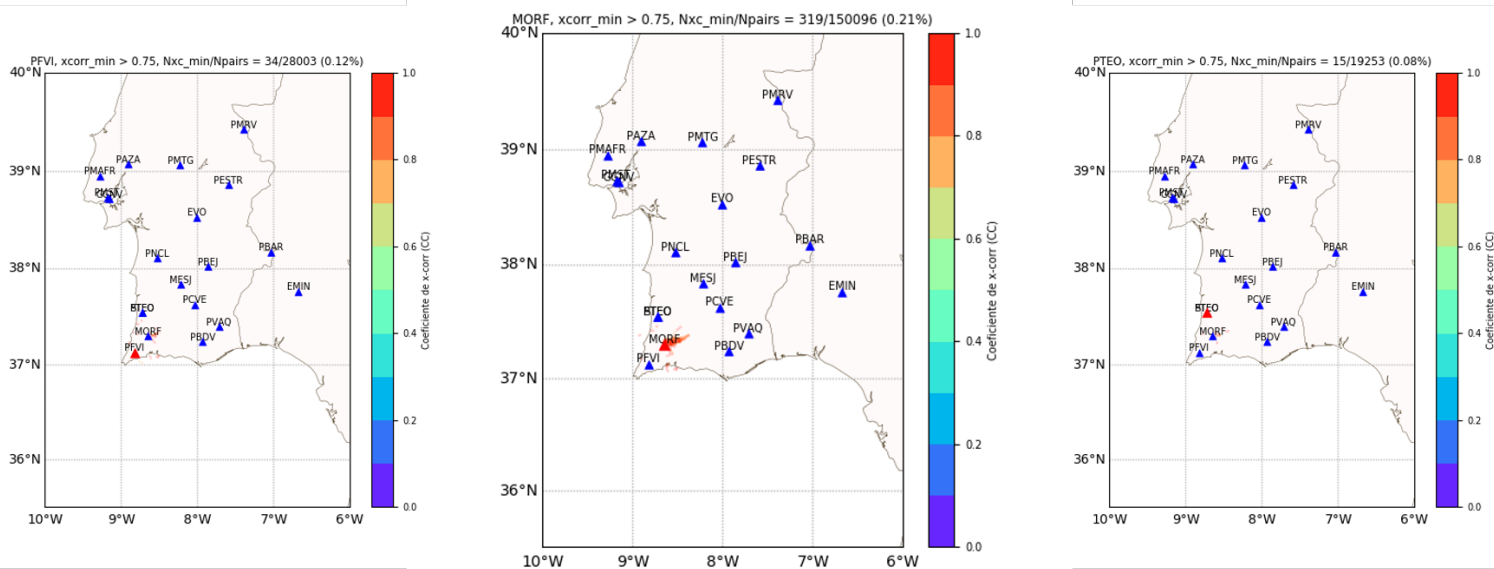


Figura 4.16 Cada linha corresponde a pares de eventos com CC maior que 0.75 por estação calculados para a onda S. Resultados obtidos nas estações PTEO, PFVI e MORF. A cor da linha corresponde ao o valor do CC.

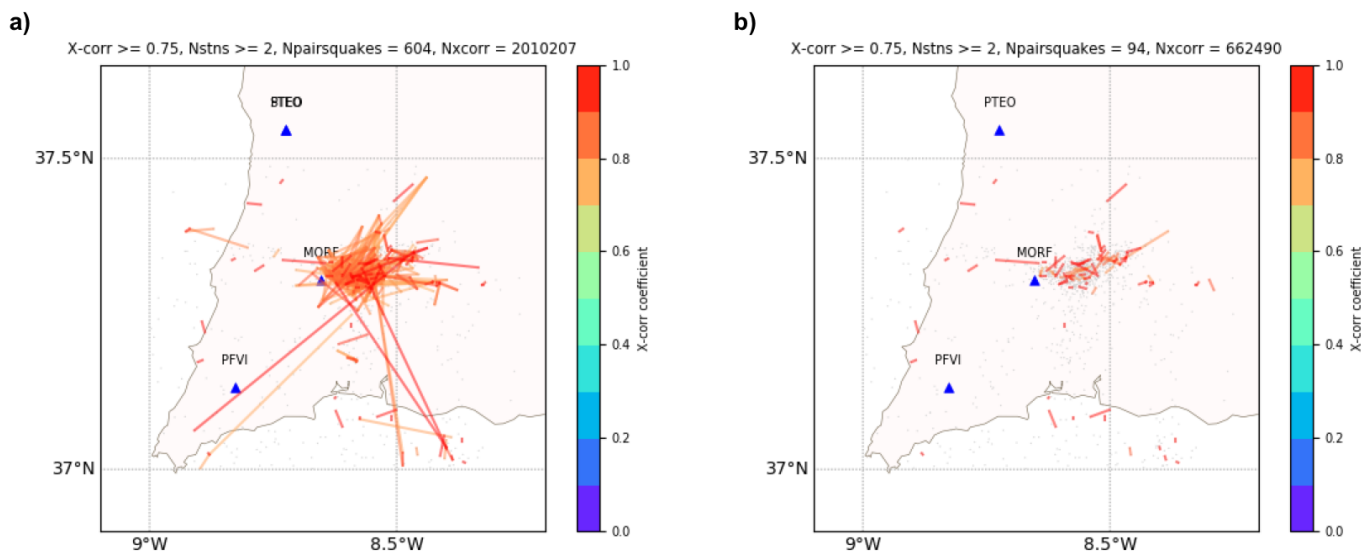


Figura 4.17 Média dos CC entre pares de eventos com CC maior que 0.75 observado em pelo menos 2 estações realizada para a onda P (a) e para a onda S (b). A cor da linha corresponde ao o valor do CC.

Após o cálculo dos coeficientes de correlação, associou-se os eventos semelhantes de modo a formar famílias de sismos. Considerou-se como família os *clusters* com pelo menos 3 eventos com $CC \geq 0.75$. Os resultados obtidos estão representados nas figuras que se seguem.

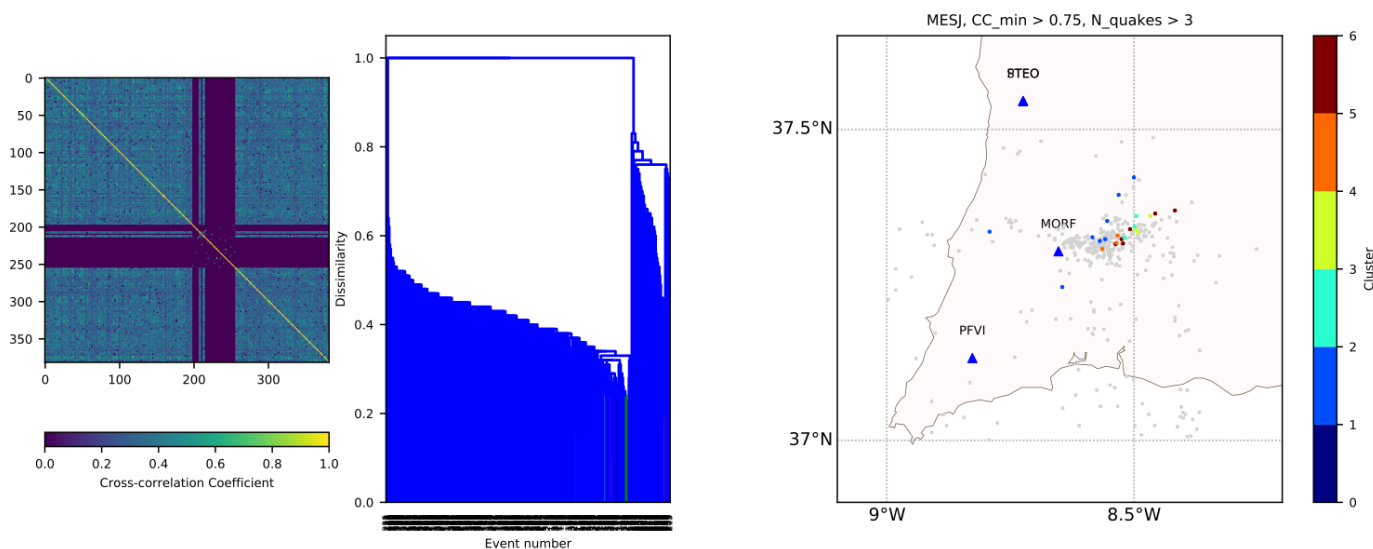


Figura 4.18 Agrupamento de sismos em famílias (*clusters*) por estação em que as suas formas de onda têm correlação maior ou igual que 75%. Gráficos de Dissimilaridade ($\equiv 1 - \text{Similaridade}$) mostrando o valor do coeficiente de correlação cruzada de cada par de evento (esquerda). Famílias obtidas para a onda P na estação MESJ (direita).

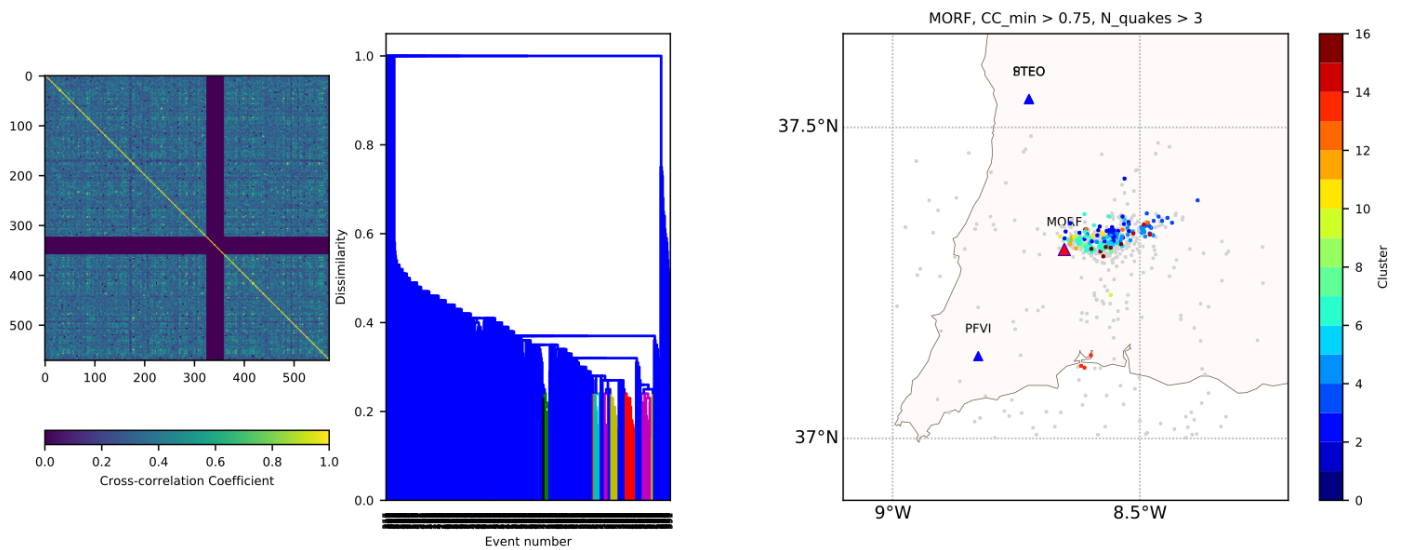


Figura 4.19 Agrupamento de sismos em famílias (*clusters*) por estação em que as suas formas de onda têm correlação maior ou igual que 75%. Gráficos de Dissimilaridade ($\equiv 1 - \text{Similaridade}$) mostrando o valor do coeficiente de correlação cruzada de cada par de evento (esquerda). Famílias obtidas para a onda S na estação MORF (direita).

Na Fig. 4.18 identifica-se, para a onda P e na estação MESJ, 4 famílias em que os sismos de 3 delas têm uma direção ENE-WSW e a outra corresponde aos sismos que se alinham na direção NNE-SSW. O resultado para a onda S na estação MORF (Fig. 4.19) mostra a identificação de 15 famílias dispostas sobre o complexo de Monchique sem qualquer ordem evidente ou direção privilegiada. Contudo, existem 2 famílias dominantes que estabelecem uma separação visível entre do lado este e oeste do maciço.

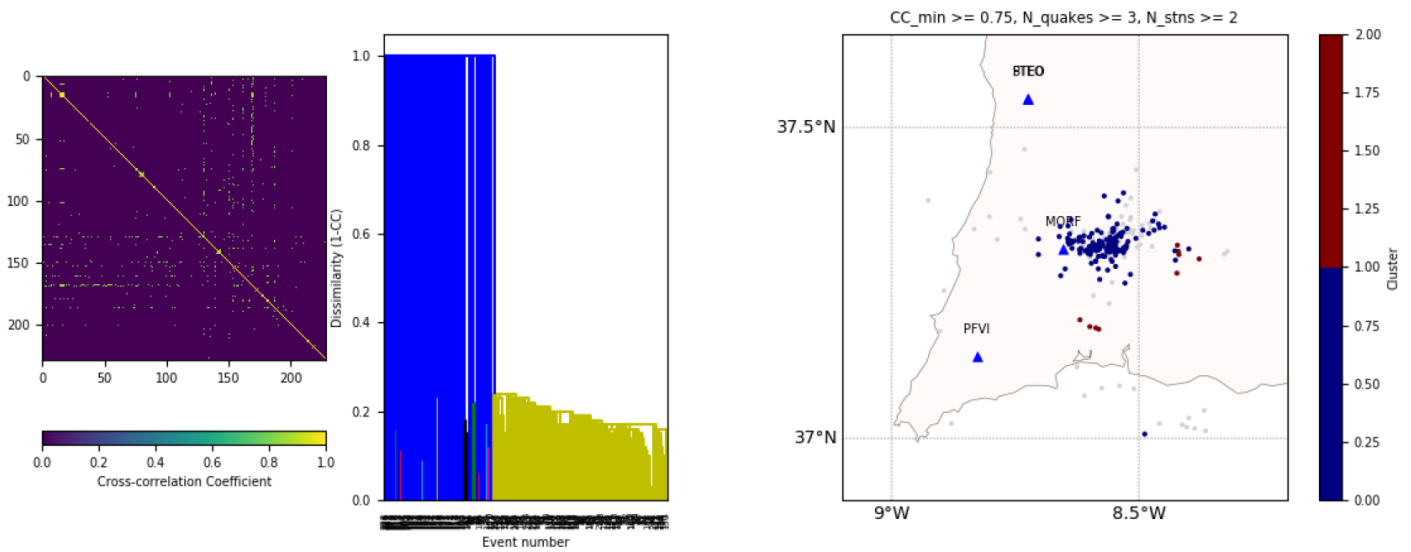


Figura 4.20 Gráficos de Dissimilaridade ($\equiv 1 - \text{Similaridade}$) mostrando o valor do coeficiente de correlação cruzada de cada par de evento (esquerda). Famílias de sismos onde as suas formas de onda têm correlação maior ou igual que 75% observado pelo menos em 2 estações (direita). Resultados obtidos para a fase P.

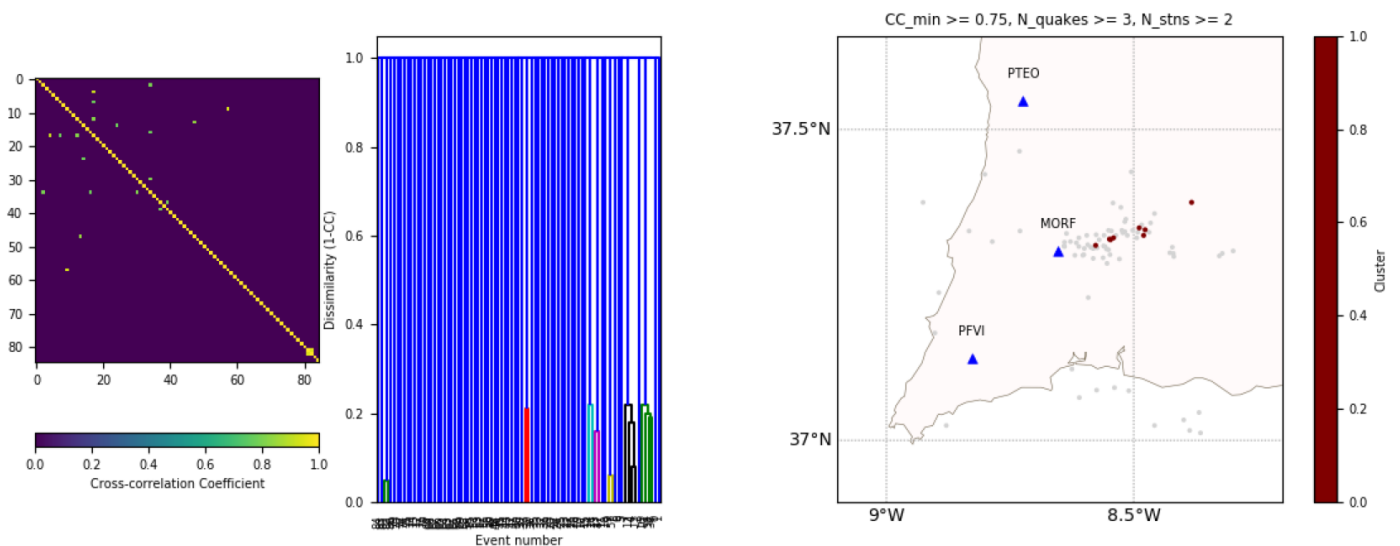


Figura 4.21 Gráficos de Dissimilaridade ($\equiv 1 - \text{Similaridade}$) mostrando o valor do coeficiente de correlação cruzada de cada par de evento (esquerda). Famílias de sismos onde as suas formas de onda têm correlação maior ou igual que 75% observado pelo menos em 2 estações (direita). Resultados obtidos para a fase S.

Observando as figuras 4.20 e 4.21) verifica-se, para a onda P, a distinção de duas famílias de sismos

que têm $CC \geq 0.75$ observado em mais do que 2 estações que não apresentam qualquer distinção de direção. No caso da onda S, foi apenas encontrada uma família de sismos, porém, este *cluster* é composto por sismos que apresenta uma direção ENE-WSW.

Embora existam estações que identificaram famílias de sismos e que ocasionalmente estes sismos estão dispostos numa determinada direção, esse resultado não é visível em todas as estações. As diferenças no resultado da identificação de *clusters* em cada estação deve-se a dois fatores. O primeiro é a distância a que as estações se encontram do agrupamento de sismos pois, estações mais longe do *cluster* apresentam resultados muito divergentes ou nulos. O segundo é relativo às diferenças na estrutura do meio que se encontra por baixo da estação sísmica.

5

Conclusões

Conteúdo

Referências	51
-----------------------	----

Tendo em conta que o maior número de hipocentros encontra-se entre os 5 e os 20 km, constata-se que Monchique tem uma sismicidade relativamente profunda, visto que a base da crosta nessa região é atingida aos 31 km aproximadamente. Relativamente à distribuição geográfica dos sismos da região de Monchique pode-se dizer que, se observa, nas localizações calculadas pelo IPMA e em todas as relocalizações, as lineações orientadas NNE-SSW e E-W. A primeira é marcada por uma menor quantidade de epicentros enquanto que, a segunda é demarcada por um maior número de epicentros e parece ser composta por dois segmentos: um com direção ENE-WSW e outro com direção WNW-ESE (Fig. 5.1). Estes alinhamentos correspondem, de forma grosseira, aos limites reológicos observados à superfície e podem delimitar falhas ativas com a mesma orientação. Coloca-se também a questão se os sismos são provocados por deslocamentos de pequenos fragmentos de uma falha grande ou se são o resultado de movimentos de pequenas fraturas independentes (*shear zone*). Assim, uma sugestão para estudos posteriores seria deslocar-se ao local e verificar se existem evidências no campo de falhas ativas em Monchique.

O cálculo da lei de Gutenberg e Richter mostra que o *b-value* da região de Monchique é $0.99 \approx 1$, facto que sugere que a litosfera da região de Monchique se assemelha a uma litosfera de uma zona tectonicamente ativa típica e que a temperatura e/ou a circulação de fluidos não é um fator significativo no que se refere aos mecanismos desencadeadores da atividade sísmica.

De acordo com a informação hidrológica, Monchique possui termas operacionais e um aquífero, onde a água apresenta mineralização caracterizada pela sua interação com o complexo ígneo através das fraturas existentes nas rochas que confinam o aquífero. Portanto, sabendo que existe circulação de água em profundidade na zona do complexo de Monchique, a percolação de fluidos é um forte candidato ao conjunto de fatores desencadeadores de sismos dessa região. Para confirmar a hipótese anterior, uma sugestão seria monitorizar e medir as descargas e o caudal de água que é expelida. Assim sendo, os sismos podem ser causados por movimentos de falhas devido à infiltração (*downwelling* e *upwelling*) de fluidos provenientes do aquífero e/ou fluidos sub-litosféricos.

A análise de forma de onda permitiu verificar que existem 100 pares de sismos com coeficiente de correlação maior que 90%, para a onda P, e 15 pares de sismos com coeficiente de correlação maior que 90%, para a onda S. Este resultado é uma boa indicação de que estes eventos tenham padrões de radiação e mecanismos focais iguais e/ou semelhantes. Não foi possível retirar uma conclusão concreta e objetiva da identificação de famílias de sismos, com correlação maior que 75% observada em 1 ou pelo menos 2 estações. Contudo, em algumas estações identificaram-se *clusters*, o que sugere que, na região do complexo de Monchique, pode existir diferentes conjuntos de sismos com mecanismos focais semelhantes entre si.

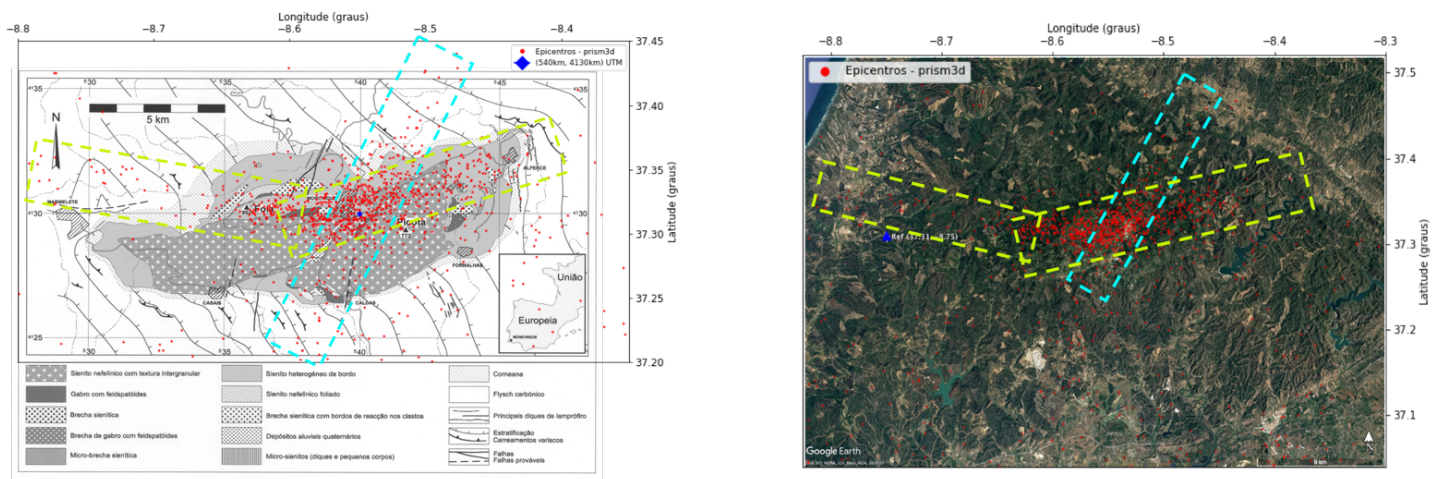


Figura 5.1 Interpretação dos resultados obtidos na realocização dos sismos da região de Monchique. a) Sobreposição dos epicentros calculados no teste 4 no mapa geológico de Monchique de [González-Clavijo and Valadares \(2003\)](#). b) Sobreposição dos epicentros calculados no teste 4 numa secção ($37.04 \leq \text{lat} \leq 37.52$; $-8.825 \leq \text{lon} \leq -8.30$) do mapa do Google Earth.

Referências

- Arroucau, P., Custódio, S., Civiero, C., Dias, N. A., Silveira, G., Apr. 2017. PRISM3D: a preliminary 3D reference seismic model of the crust and upper mantle beneath Iberia. In: EGU General Assembly Conference Abstracts. Vol. 19 of EGU General Assembly Conference Abstracts. p. 16801.
- Bezzeghoud, M., Fitas, A., Borges, J., Carrilho, F., Senos, M., 2000. Seismicity, focal mechanisms and source parameters in south portugal. 2a assembleia Luso-Espanhola de Geodesia e Geofísica, 129–130.
- Borges, J. F., Fitas, A. J., Bezzeghoud, M., Teves-Costa, P., 2001. Seismotectonics of portugal and its adjacent atlantic area. *Tectonophysics* 331 (4), 373–387.
- Bufo, E., Mézcua, J., Udias, A., 1988. Mecanismo focal del terremoto del cabo san vicente de 20 de octubre de 1986. *Rev. Geofis* 44, 109–112.
- Bürgmann, R., Dresen, G., 2008. Rheology of the lower crust and upper mantle: Evidence from rock mechanics, geodesy, and field observations. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* Vol.36.
- Caputo, V., 2018. Rochas ígneas. [Visitado a 19-09-2018].
URL http://webcache.googleusercontent.com/search?q=cache:rNZLb2VSSKoJ:www.ufpa.br/larhima/Material_Didatico/Graduacao/Geologia_Geral/rochasingneas.doc+&cd=6&hl=pt-PT&ct=clnk&gl=pt
- Carrilho, F., Pena, A., Nunes, J., Senos, M., 2004a. Catálogo sísmico instrumental 1970–2000. Tech. rep., Tech. rep.
- Carrilho, F., Teves-Costa, P., Morais, I., Pagarete, J., Dias, R., 2004b. Geoalgar project: first results on seismicity and fault-plane solutions. *Pure and Applied Geophysics* 161 (3), 589–606.
- Casquet, C. M., Fernández, C. G., Casado, J. M. G., Olazabal, A. A., González, M. R., García, E., Barrenechea, J. M. F., 1991. El metamorfismo en la cuenca de los cameros.: Geocronología e implicaciones tectónicas. *Geogaceta* (11), 22–25.

- Cunha, P. P., dos Reis, R. P., 1995. Cretaceous sedimentary and tectonic evolution of the northern sector of the lusitanian basin (Portugal). *Cretaceous Research* 16 (2-3), 155–170.
- Custódio, S., Dias, N. A., Carrilho, F., Góngora, E., Rio, I., Marreiros, C., Morais, I., Alves, P., Matias, L., 2015. Earthquakes in western iberia: Improving the understanding of lithospheric deformation in a slowly deforming region. *Geophysical Journal International* 203 (1), 127–145.
- Deichmann, N., Garcia-Fernandez, M., 1992. Rupture geometry from high-precision relative hypocentre locations of microearthquake clusters. *Geophysical Journal International* 110 (3), 501–517.
- Dewey, J., Helman, M., Knott, S., Turco, E., Hutton, D., 1989. Kinematics of the western mediterranean. Geological Society, London, Special Publications 45 (1), 265–283.
- Díaz, J., Gallart, J., 2009. Crustal structure beneath the iberian peninsula and surrounding waters: A new compilation of deep seismic sounding results. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 173 (1-2), 181–190.
- Dündar, S., Dias, N. A., Silveira, G., Kind, R., Vinnik, L., Matias, L., Bianchi, M., 2016. Estimation of the crustal bulk properties beneath mainland portugal from p-wave teleseismic receiver functions. *Pure and Applied Geophysics* 173 (6), 1949–1970.
- Earth Observatory, L.-D., 2018. Guide to seismic phases. [Visitado a 13-08-2018].
URL https://www.ldeo.columbia.edu/res/pi/Monitoring/Doc/Srr_2006/GUIDE.PDF
- Fernandes, R., Ambrosius, B., Noomen, R., Bastos, L., Wortel, M., Spakman, W., Govers, R., 2003. The relative motion between africa and eurasia as derived from itr2000 and gps data. *Geophysical Research Letters* 30 (16).
- Geldmacher, J., Hoernle, K., Klügel, A., vd Bogaard, P., Wombacher, F., Berning, B., 2006. Origin and geochemical evolution of the madeira-tore rise (eastern north atlantic). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 111 (B9).
- González-Clavijo, E. J., Valadares, V., 2003. A estrutura do complexo de monchique. In: VI Congresso Nacional de Geologia, 4 a 6 de Junho de 2003.
- Granet, M., Wilson, M., Achauer, U., 1995. Imaging a mantle plume beneath the french massif central. *Earth and Planetary Science Letters* 136 (3-4), 281–296.
- Gutenberg, B., Richter, C., 1954. *Seismicity of the earth* 2nd ed., 310 pp.
- Kullberg, J. C., 2010. *Evolução tectónica mesozóica da bacia lusitaniana*.

- Lahr, J. C., 1989. Hypoellipse/version 2.0; a computer program for determining local earthquake hydro-central parameters, magnitude, and first motion pattern. Tech. rep., US Geological Survey,.
- Lin, G., Shearer, P. M., Hauksson, E., 2007. Applying a three-dimensional velocity model, waveform cross correlation, and cluster analysis to locate southern california seismicity from 1981 to 2005. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 112 (B12).
- Lomax, A., sep 2017. Oct-tree importance sampling algorithm. [Visitado a 20-04-2018].
URL <http://alomax.free.fr/nlloc/>
- Lomax, A., Michelini, A., Curtis, A., et al., 2007. Earthquake location, direct, global-search. In: *Encyclopedia of Complexity and System Science*. Springer.
- Lomax, A., Virieux, J., Volant, P., Berge-Thierry, C., 2000. Probabilistic earthquake location in 3d and layered models. In: *Advances in seismic event location*. Springer, pp. 101–134.
- Lourenço, M. C., 1998. Recursos geotérmicos de baixa entalpia em portugal continental. In: *4º Congresso da Água, Lisboa, de*. Vol. 23.
- Lourenço, M. C., Cruz, J., 2005. Aproveitamentos geotérmicos em portugal continental. *XV Encontro Nacional do Colégio de Engenharia Geológica e de Minas da Ordem dos Engenheiros*, 26 a 29.
- Luis, J., Miranda, J., 2008. Reevaluation of magnetic chrons in the north atlantic between 35 N and 47 N: Implications for the formation of the azores triple junction and associated plateau. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 113. (B10).
- Lustrino, M., Wilson, M., 2007. The circum-mediterranean anorogenic cenozoic igneous province. *Earth-Science Reviews* 81 (1), 1–65.
- Macintyre, R., Berger, G., 1982. A note on the geochronology of the iberian alkaline province. *Lithos* 15 (2), 133–136.
- Mata, J., Kerrich, R., MacRae, N., Wu, T.-W., 1998. Elemental and isotopic (sr, nd, and pb) characteristics of madeira island basalts: evidence for a composite himu-em i plume fertilizing lithosphere. *Canadian Journal of Earth Sciences* 35 (9), 980–997.
- Matoza, R. S., Shearer, P. M., Lin, G., Wolfe, C. J., Okubo, P. G., 2013. Systematic relocation of seismicity on hawaii island from 1992 to 2009 using waveform cross correlation and cluster analysis. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 118 (5), 2275–2288.
- Matte, P., 1986. Tectonics and plate tectonics model for the variscan belt of europe. *Tectonophysics* 126 (2-4), 329–374.

- Merle, R., Schärer, U., Girardeau, J., Cornen, G., 2006. Cretaceous seamounts along the continent–ocean transition of the iberian margin: U–pb ages and pb–sr–hf isotopes. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70 (19), 4950–4976.
- Metropolis, N., Rosenbluth, A. W., Rosenbluth, M. N., Teller, A. H., Teller, E., 1953. Equation of state calculations by fast computing machines. *The Journal of Chemical Physics* 21 (6), 1087–1092.
- Miranda, R., Valadares, V., Terrinha, P., Mata, J., do Rosario Azevedo, M., Gaspar, M., Kullberg, J. C., Ribeiro, C., 2009. Age constraints on the late cretaceous alkaline magmatism on the west iberian margin. *Cretaceous Research* 30 (3), 575–586.
- Miranda, R. M. L., 2010. Petrogenesis and geochronology of the late cretaceous alkaline magmatism in the west iberian margin. Ph.D. thesis, Universidade de Lisboa (Portugal).
- Moreira, V., 1991. Historical seismicity and seismotectonics of the area situated between the iberian peninsula, morocco, selvagens and azores islands. *Seismicity, Seismotectonic and Seismic Risk of the Ibero-Magrebian Region* 8, 213–225.
- Moser, T., Eck, T., Nolet, G., 1992. Hypocenter determination in strongly heterogeneous earth models using the shortest path method. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 97 (B5), 6563–6572.
- Neres, M., Bouchez, J., Terrinha, P., Font, E., Moreira, M., Miranda, R., Launeau, P., Carvalho, C., 2014. Magnetic fabric in a cretaceous sill (foz da fonte, portugal): Flow model and implications for regional magmatism. *Geophysical Journal International* 199 (1), 78–101.
- Neres, M., Neves, M., Custódio, S., Palano, M., Fernandes, R., Luis, M., Carafa, M., Terrinha, P., 2017. Gravitational potential energy in iberia: a driver of active deformation in high topography regions.
- Neres, M., Terrinha, P., Custódio, S., Silva, S. M., Luis, J., Miranda, J. M., 2018. Geophysical evidence for a magmatic intrusion in the ocean-continent transition of the sw iberia margin. *Tectonophysics*.
- Nocquet, J.-M., 2012. Present-day kinematics of the mediterranean: A comprehensive overview of gps results. *Tectonophysics* 579, 220–242.
- Nuannin, P., 2006. The potential of b-value variations as earthquake precursors for small and large events. Ph.D. thesis, Acta Universitatis Upsaliensis.
- Palomeras, I., Thurner, S., Levander, A., Liu, K., Villasenor, A., Carbonell, R., Harnafi, M., 2014. Finite-frequency rayleigh wave tomography of the western mediterranean: Mapping its lithospheric structure. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 15 (1), 140–160.

- Pasyanos, M. E., Masters, T. G., Laske, G., Ma, Z., 2014. Litho1. 0: An updated crust and lithospheric model of the earth. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 119 (3), 2153–2173.
- Pena, A., Nunes, C., Carrilho, F., 2014. Catálogo sísmico instrumental 1961–1969, tech. rep. PGRHreport, Novembro 2014. Relatório de caracterização - região hidrográfica das ribeiras do algarve (rh8). Plano de gestão de região hidrográfica 2016/2021, Agência portuguesa do ambiente.
- Podvin, P., Lecomte, I., 1991. Finite difference computation of traveltimes in very contrasted velocity models: a massively parallel approach and its associated tools. *Geophysical Journal International* 105 (1), 271–284.
- Rasmussen, E. S., Lomholt, S., Andersen, C., Vejgård, O. V., 1998. Aspects of the structural evolution of the lusitanian basin in portugal and the shelf and slope area offshore portugal. *Tectonophysics* 300 (1-4), 199–225.
- Reasenber, P. A., 1985. Fpfit, fpplot, and fppage: Fortran computer programs for calculating and displaying earthquake fault-plane solutions. *US Geol. Surv. Open-File Rep.*, 85–739.
- Ribeiro, A., Kullberg, M. C., Kullberg, J. C., Manuppella, G., Phipps, S., 1990. A review of alpine tectonics in portugal: foreland detachment in basement and cover rocks. *Tectonophysics* 184 (3-4), 357–366.
- Ribeiro, S., Azevedo, M., Santos, J., Medina, J., Costa, A., 2014. Sr isotopic signatures of portuguese bottled mineral waters and their relationships with the geological setting.
- Riera, J. D., Iturrioz, I., 2012. The gutenberg-richter and similar laws and their relation with numerical and experimental laboratory results. In: 15th World Conf. on Earth. Eng., Paper. Vol. 5827.
- Sartori, R., Torelli, L., Zitellini, N., Peis, D., Lodolo, E., 1994. Eastern segment of the azores-gibraltar line (central-eastern atlantic): An oceanic plate boundary with diffuse compressional deformation. *Geology* 22 (6), 555–558.
- Scholz, C., 1968. The frequency-magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes. *Bulletin of the seismological society of America* 58 (1), 399–415.
- Shearer, P. M., 1997. Improving local earthquake locations using the l1 norm and waveform cross correlation: Application to the whittier narrows, california, aftershock sequence. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 102 (B4), 8269–8283.
- Srivastava, S., Roest, W., Kovacs, L., Oakey, G., Levesque, S., Verhoef, J., Macnab, R., 1990. Motion of iberia since the late jurassic: results from detailed aeromagnetic measurements in the newfoundland basin. *Tectonophysics* 184 (3-4), 229–260.

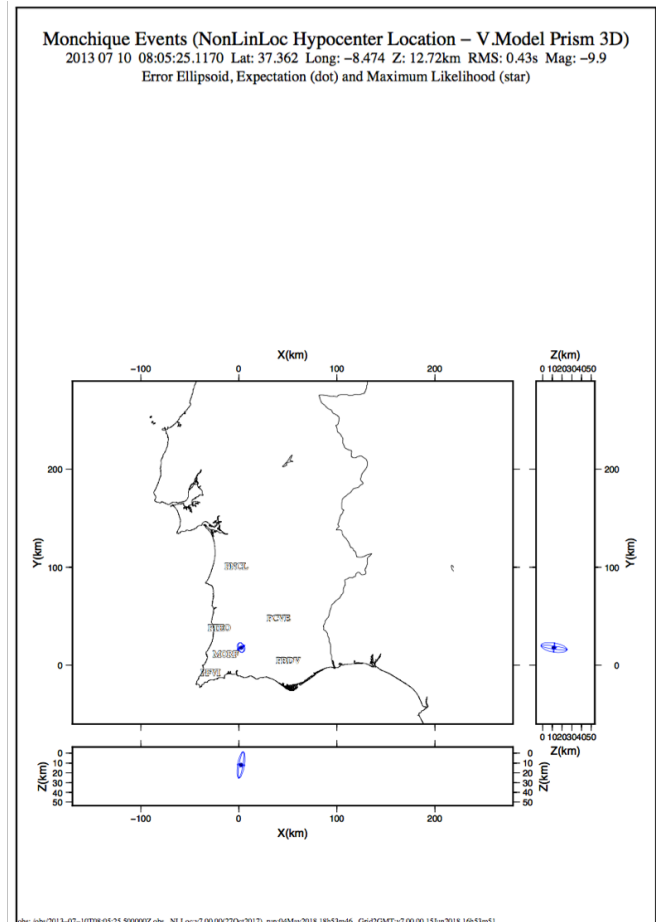
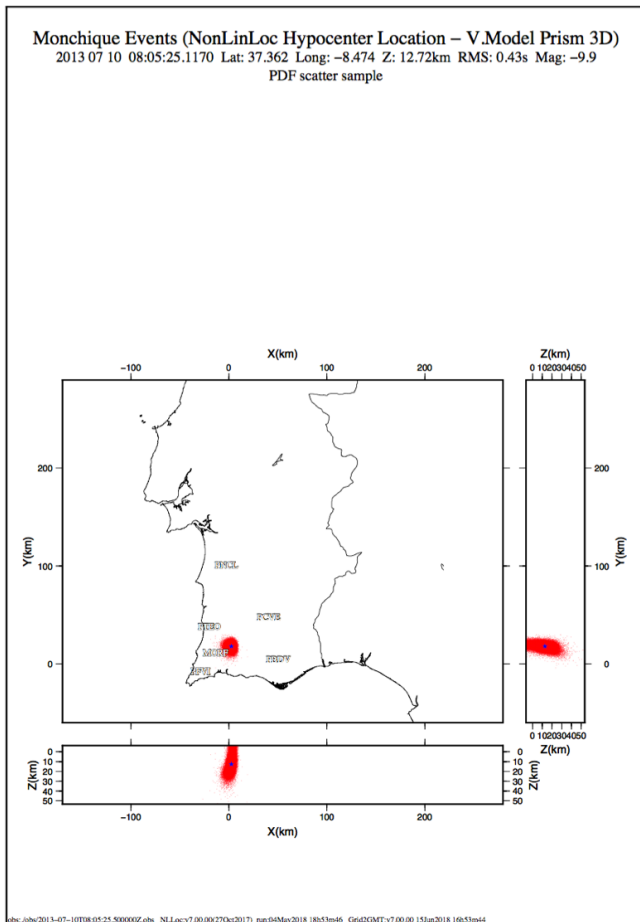
- Tarantola, A., Valette, B., 1982. Inverse problems= quest for information. *J. geophys* 50 (3), 150–170.
- Terrinha, P. A. G., 1998. Structural geology and tectonic evolution of the algarve basin, south portugal. Ph.D. thesis, Imperial College London (University of London).
- Tritlla, J., Solé, J., 1999. A newly dated cretaceous hydrothermal event in the iberian ranges (eastern spain) and its significance within the mesozoic thermal history in the iberian peninsula. *Ore Geology Reviews* 15 (4), 243–259.
- Udias, A., 1999. Principles of seismology.
- Veludo, I., Dias, N. A., Fonseca, P. E., Matias, L., Carrilho, F., Haberland, C., Villaseñor, A., 2017. Crustal seismic structure beneath portugal and southern galicia (western iberia) and the role of variscan inheritance. *Tectonophysics* 717, 645–664.
- Wang, C.-l., Wu, A.-x., Liu, X.-h., Li, R., 2009. Study on fractal characteristics of b value with micro-seismic activity in deep mining. *Procedia Earth and Planetary Science* 1 (1), 592–597.
- Wittlinger, G., Herquel, G., Nakache, T., 1993. Earthquake location in strongly heterogeneous media. *Geophysical Journal International* 115 (3), 759–777.



Anexos

A.1 Exemplos de Localização

O *software* NonLinLoc possui outros subprogramas como o GMT. Logo, para poder representar e visualizar os resultados da localização é criado automaticamente um script padrão de GMT que permite visualizar num plano horizontal as coordenadas X e Y cartesianas transformadas em quadradas pela transformação escolhida pelo utilizador. Neste caso utilizou-se a transformação transversa de Mercator (TRANS-MERC).



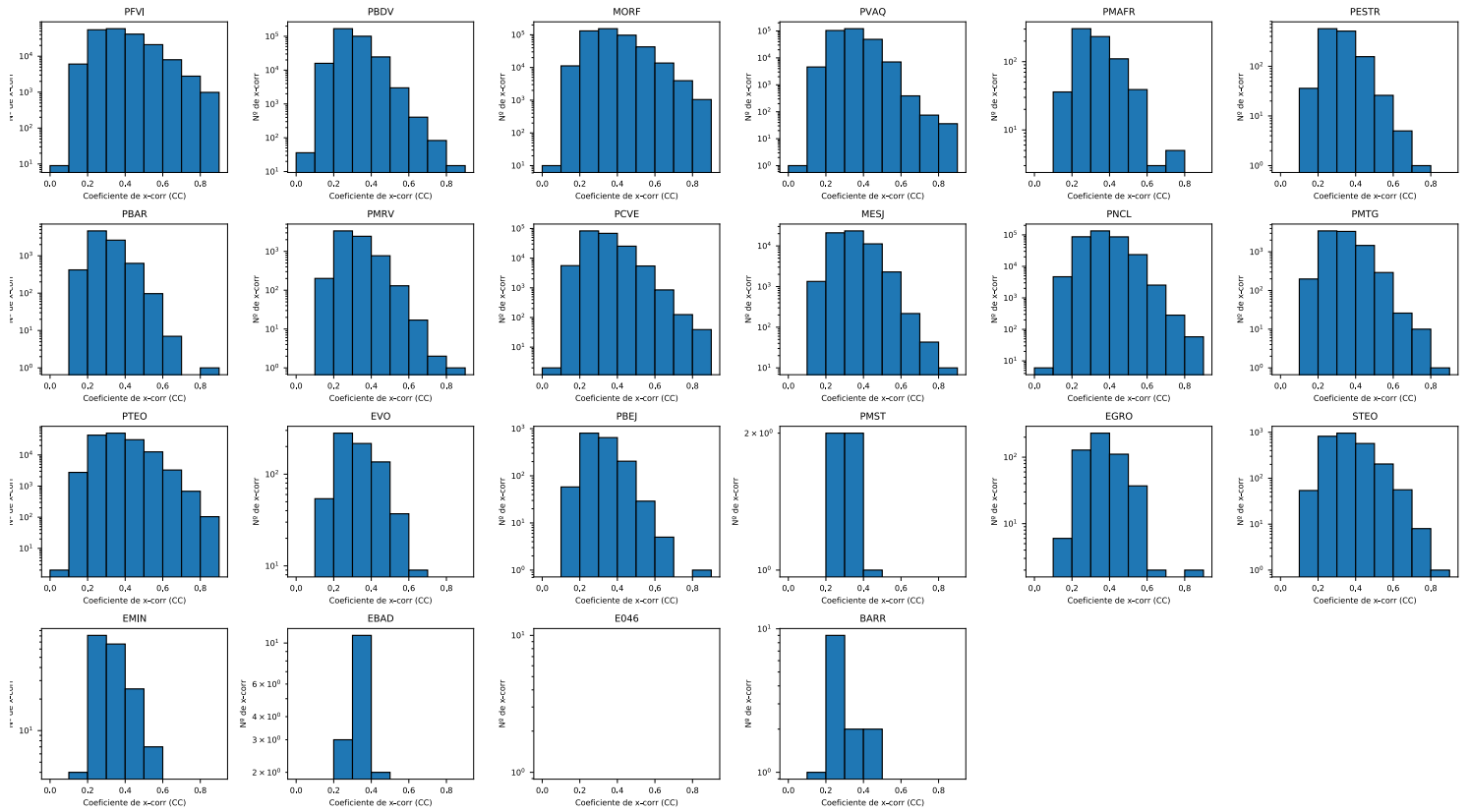
Listagem A.2 Exemplo de localização 2 - Localização do evento 2013-07-10 08:05:25 utilizando o programa NonLinLoc. Parâmetros: Transformação Trans-Merc e Modelo de velocidades PRISM3D. Duas secções horizontais e uma secção vertical. Distribuição de PDF (esquerda) e Projeção do elipse de confiança (direita).

A.2 TRansformação SIMPLE - Equação de latitude

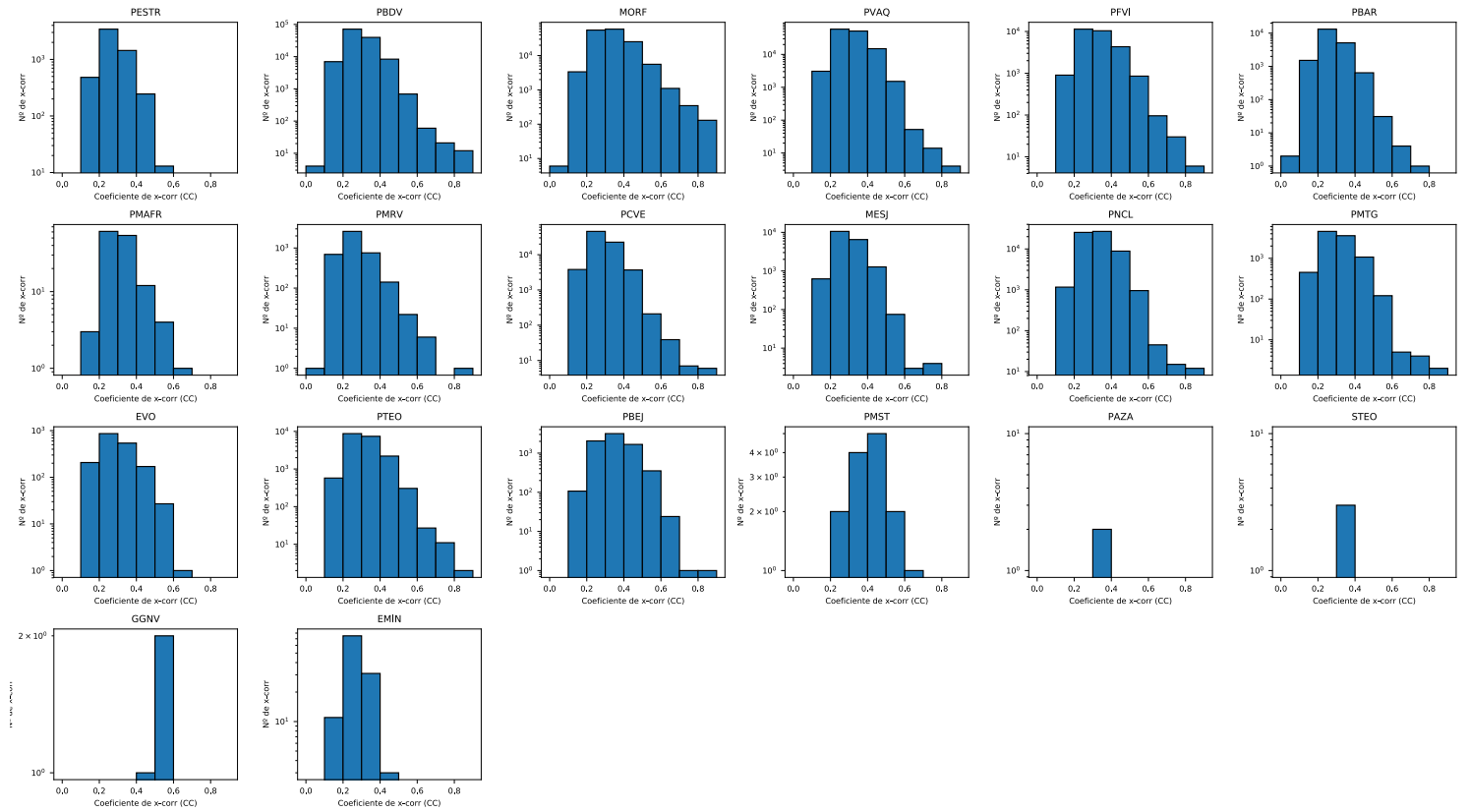
$$\begin{aligned}x &= (long - longOrig) * 111.111 * \cos(lat,adians) \\y &= (lat - latOrig) * 111.111\end{aligned}\tag{A.1}$$

Sabendo que, $lat = latOrig + \frac{y}{111.111}$ e $lon = lonOrig + \frac{x}{111.111 * \cos(lat,adians)}$

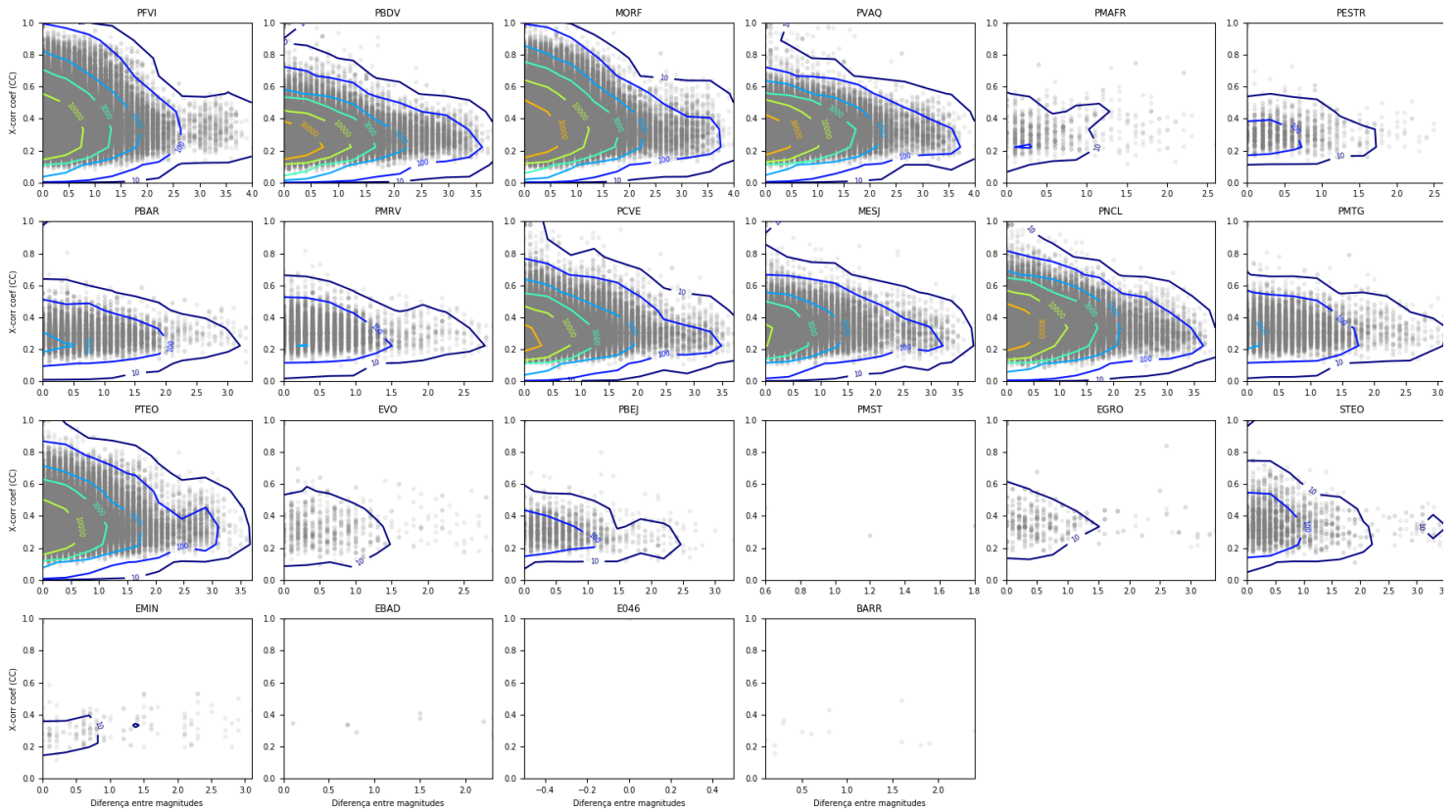
A.3 Correlação Cruzada – Resultados obtidos por estação



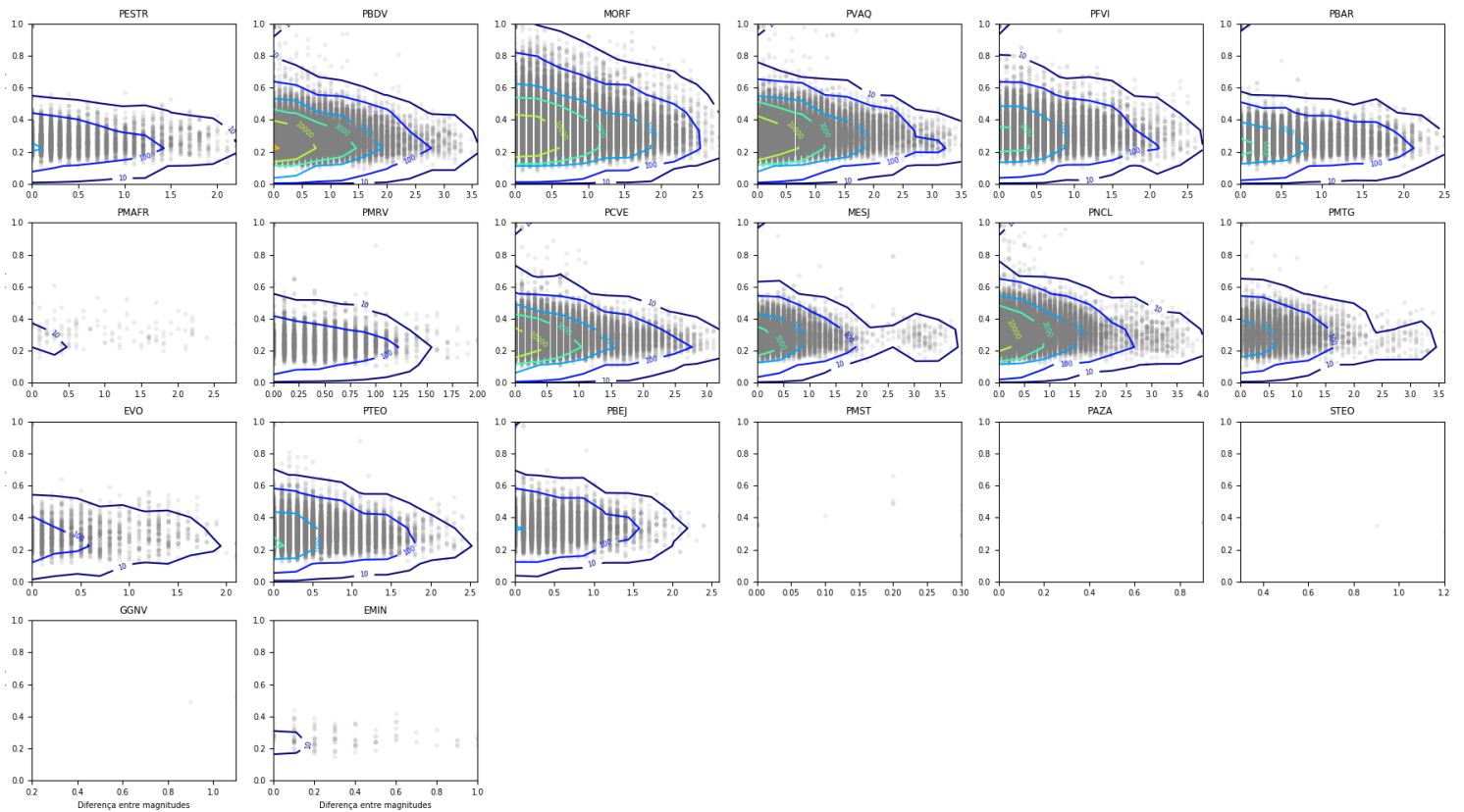
Listagem A3.1 – Histogramas dos coeficientes de correlação por estação para a fase P.



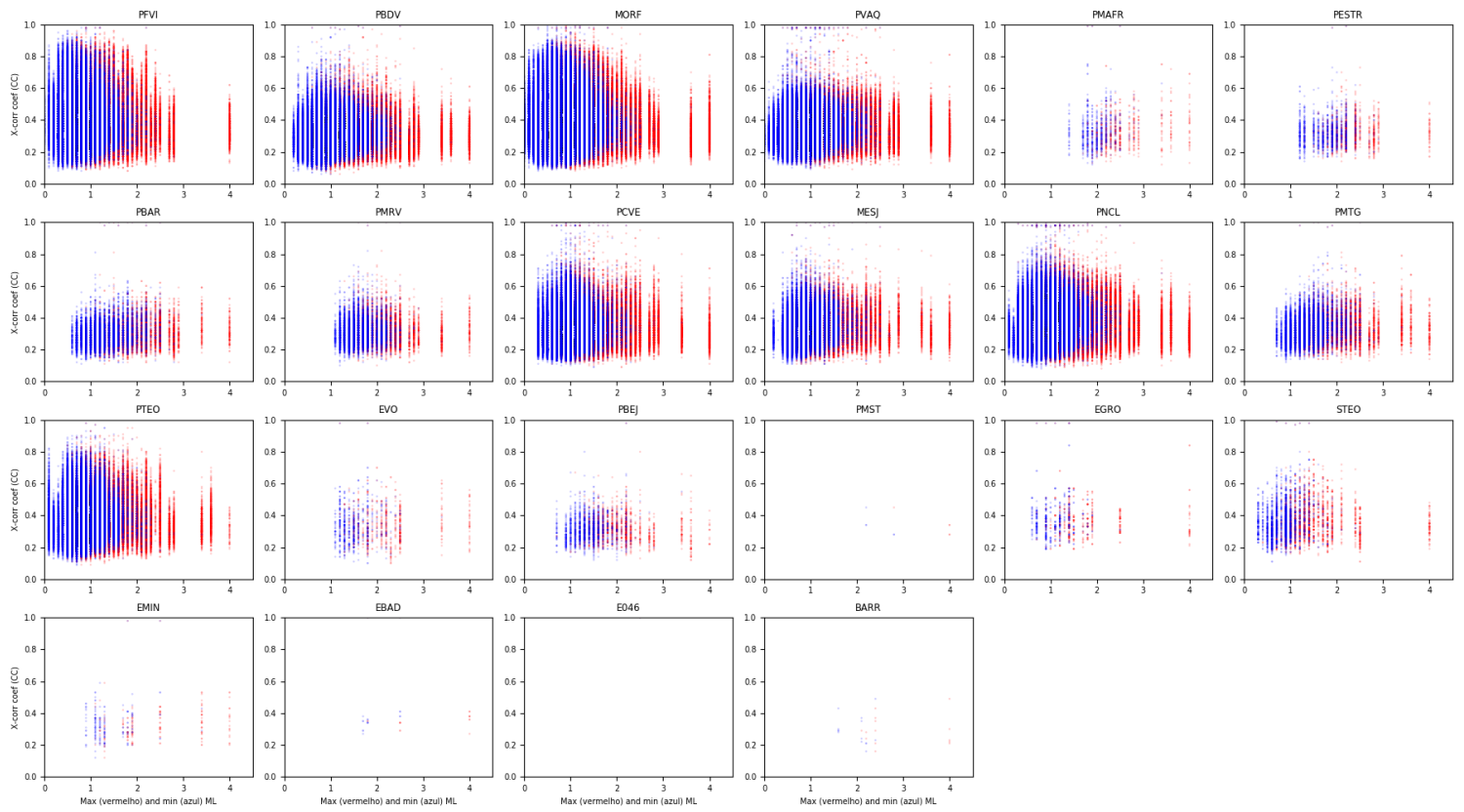
Listagem A3.2 – Histogramas dos coeficientes de correlação por estação para a fase S.



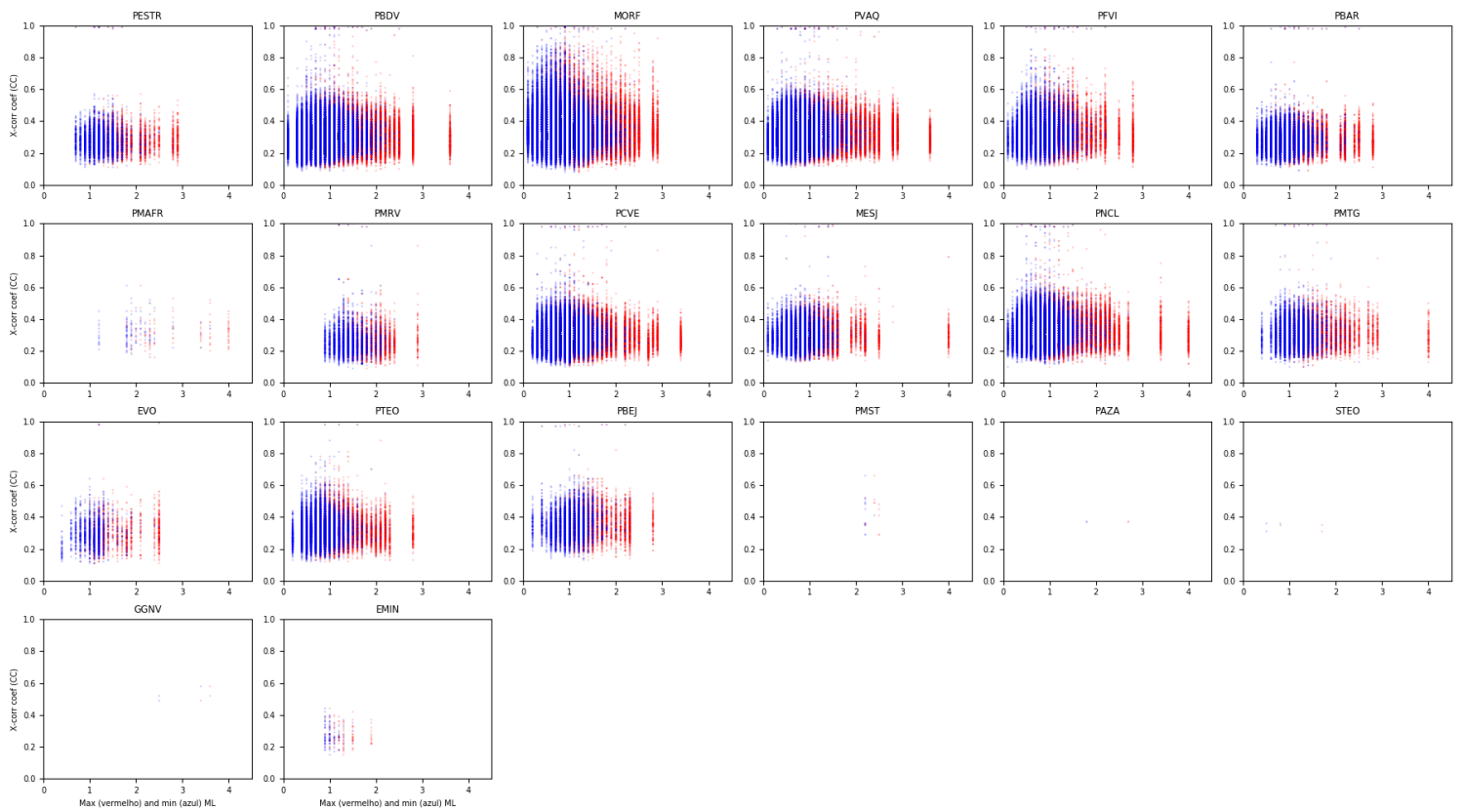
Listagem A3.3 – Coeficiente de correlação em função da diferença de magnitudes por estação para a fase P.



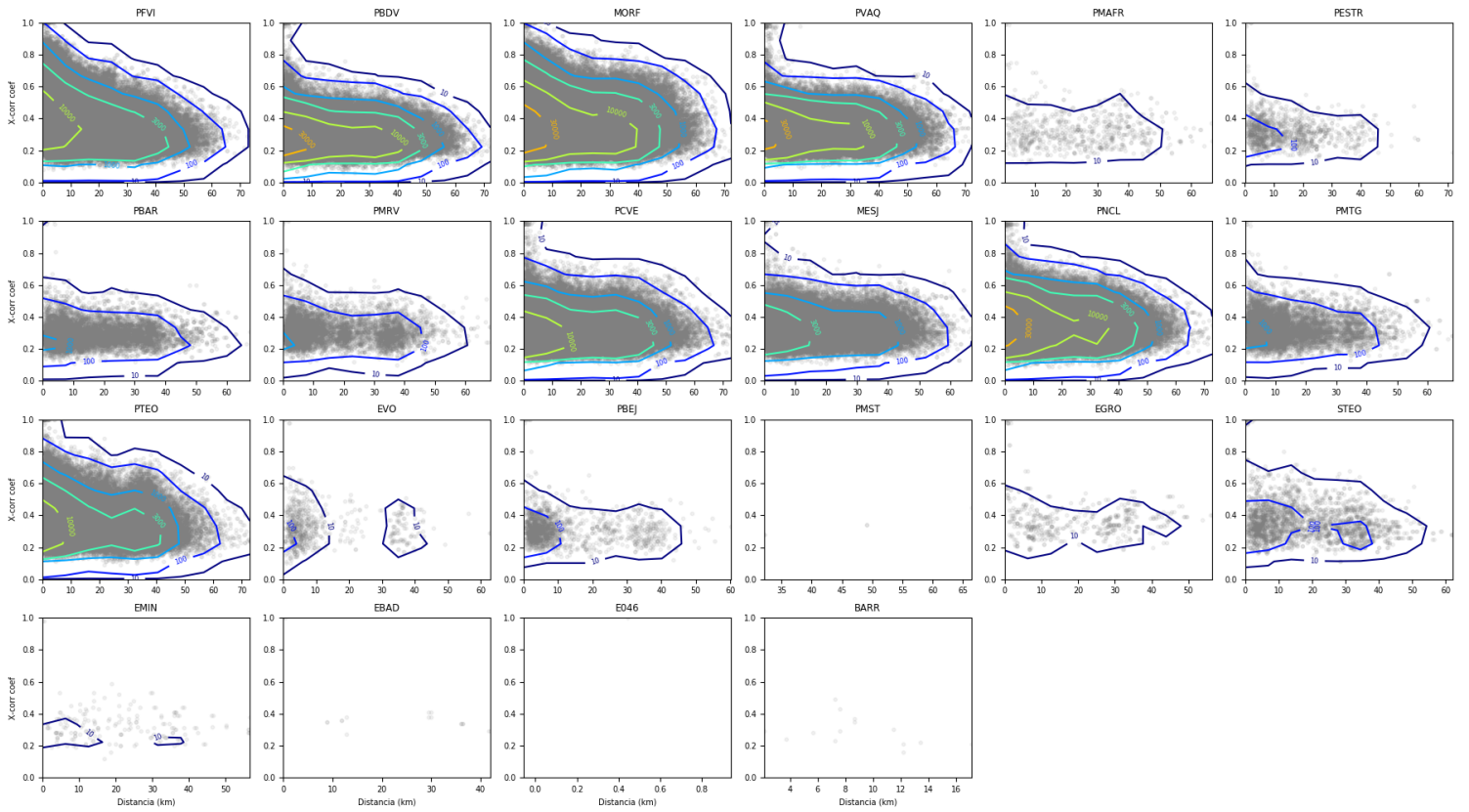
Listagem A3.4 – Coeficiente de correlação em função da diferença de magnitudes por estação para a fase S.



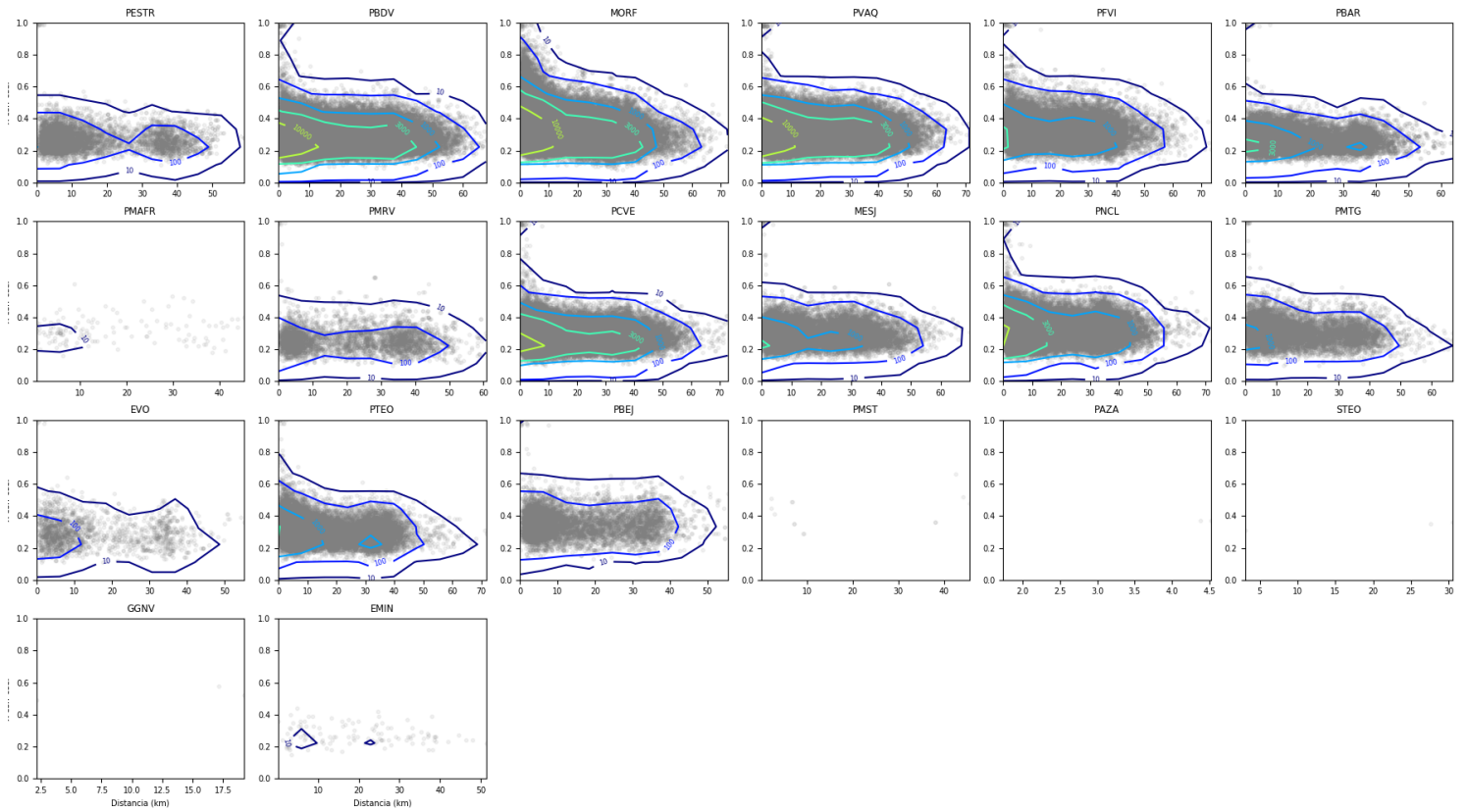
Listagem A3.5 – Coeficiente de correlação em função da magnitude mínima (azul) e magnitude máxima (vermelho) por estação para a fase P.



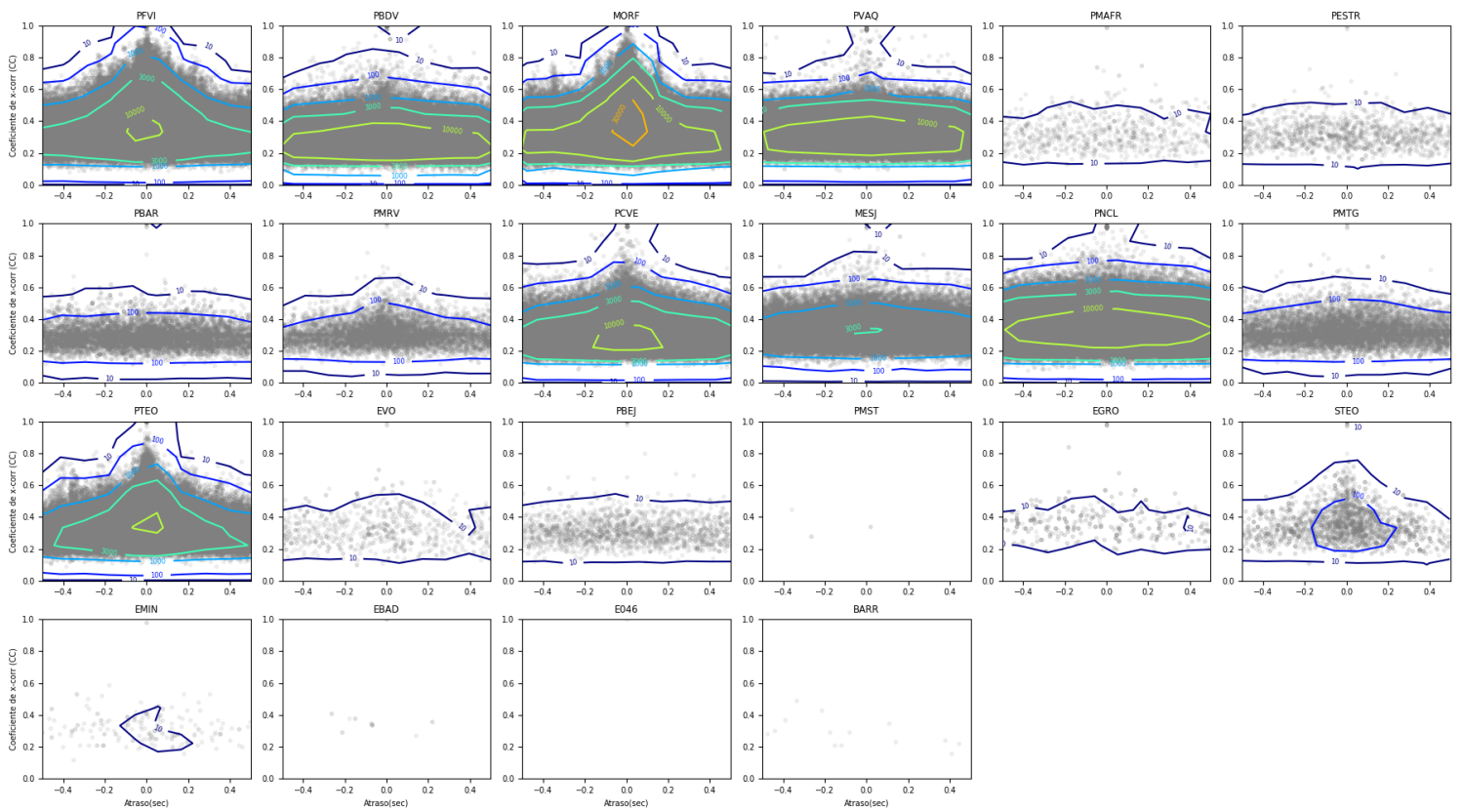
Listagem A3.6 – Coeficiente de correlação em função da magnitude mínima (azul) e magnitude máxima (vermelho) por estação para a fase S.



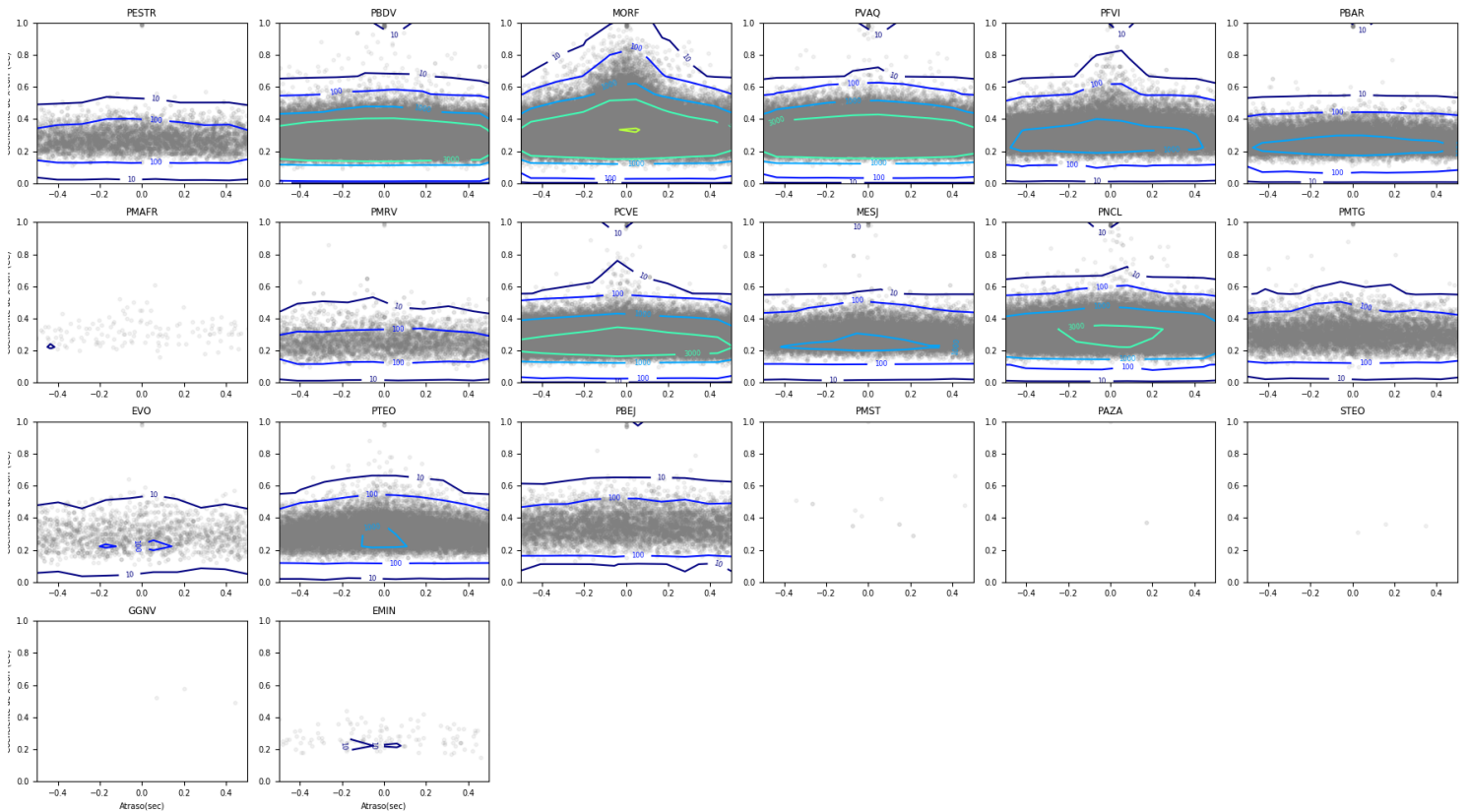
Listagem A3.7 – Coeficiente de correlação em função da distância por estação para a fase P.



Listagem A3.8 – Coeficiente de correlação em função da distância por estação para a fase S.



Listagem A3.9 – Coeficiente de correlação em função do atraso (correção de *piccking*) por estação para a fase P.



Listagem A3.10 – Coeficiente de correlação em função do atraso (correção de *piccking*) por estação para a fase S.