

III.9. Fontes sísmicas ao longo da fronteira de placas tectónicas entre os Açores e a Argélia: um modelo sismotectónico

M. Bezzeghoud¹, J. F. Borges², B. Caldeira³

1. Introdução

Portugal apresenta uma actividade sísmica que resulta em grande parte da sua proximidade à fronteira entre as placas tectónicas Euro-asiática (EA) e Nubia (NU), numa faixa que se estende desde Gibraltar até ao arquipélago dos Açores. A fractura litosférica contida nessa faixa é habitualmente designada por Fractura Açores-Gibraltar. A forte interacção entre os dois blocos, manifesta-se por um aumento da sismicidade nesta faixa, fortemente influenciada pela interacção entre os dois blocos tectónicos. No prolongamento para Ocidente deste acidente atinge-se a Crista Média Atlântica (CMA) num ponto localizado a noroeste do arquipélago dos Açores, e que constitui a fronteira entre a placa Americana (AM) e as placas EA e NU. Este ponto também é conhecido por Junção Tripla dos Açores (fig. 1). A interacção entre os três limites de placas confere à região dos Açores a actividade sísmica que se lhe conhece, uma das mais significativas no contexto nacional.

Toda esta zona, devido ao potencial e efectivo risco sísmico testemunhado pelos eventos sísmicos recentes e pelos grandes terremotos historicamente documentados, é alvo de um elevado esforço que nos últimos anos resultou, de forma integrada, em avanços como:

- 1) melhoria da capacidade de observação do fenómeno sísmico – a existência dos meios mínimos de monitorização sísmica é hoje uma realidade que reconhecemos, salientando contudo, o muito que há a fazer em domínios como: a instalação de estações sísmicas submarinas (OBS) capazes de suprir as lacunas verificadas; a compatibiliza-

¹ Departamento de Física e Centro de Geofísica de Évora, ECT, Universidade de Évora – mourad@uevora.pt
pedro.terrinha@lneg.pt

² Departamento de Física e Centro de Geofísica de Évora, ECT, Universidade de Évora – jborges@uevora.pt

³ Departamento de Física e Centro de Geofísica de Évora, ECT, Universidade de Évora – bafcc@uevora.pt

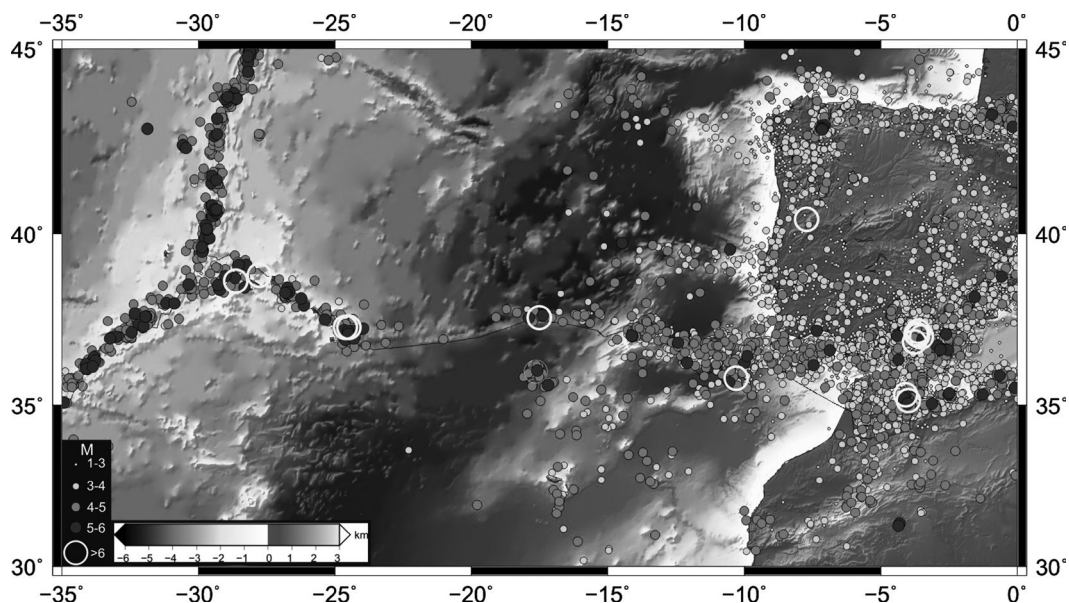


Figura 1. Sismicidade ao longo da parte oeste da fronteira de placas Eurásia-Núbia para o período 1973-2011 (base de dados do USGS). O limite proposto entre as placas tectónicas Eurásia e África (linha preta) encontra-se sobreposto por epicentros. Comparar com figura 2 onde se encontram representadas as ilhas dos Açores e as placas Eurásia e África. Ver fig. a cores na pág. XIV do Anexo, no final deste volume.

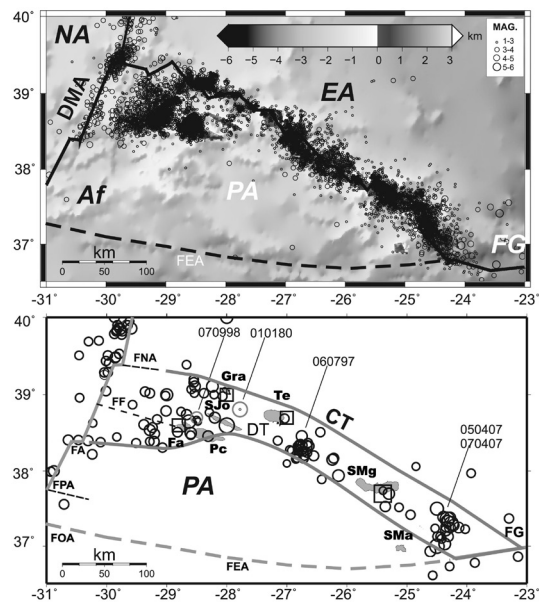


Figura 2. Sismicidade da região dos Açores para o período 1973-2011 para magnitudes $M \geq 1.0$ (NEIC). (Em baixo) Sismicidade histórica (quadrados) da região dos Açores e instrumental (círculos) para o período 1973-2011 para magnitudes $M \geq 4.0$ (NEIC). Destaque para os sismos de 1 de Janeiro de 1980, de 6 de Julho de 1997, de 9 de Julho de 1998, de 5 e 7 Abril de 2007. Fa = Faial, Pc = Pico, SJo = São Jorge, Gra = Graciosa, Te = Terceira, SMg = São Miguel, SMa = Santa Maria. DMA = Dorsal Medio-Atlântica; DT = Dorsal da Terceira; FNA = Fractura Norte Açores; FF = Fractura do Faial; FA = Fractura do Banco dos Açores; FPA = Fractura Princesa Alice; FOA = Fractura Oeste Açores; FEA = Fractura Este Açores; FG = Falha da Glória; PA = Plataforma dos Açores; NA = Placa Norte-Americana; EA = Placa Eurasiática; AF = Placa Africana. Ver fig. a cores na pág. XIV do Anexo, no final deste volume.

ção de dados e o livre acesso aos mesmos; a criação de uma rede de acelerómetros capaz de registar os movimentos fortes;

- 2) aumento da capacidade de investigação – o recrutamento de novos investigadores através de projectos multi-disciplinares em domínios como a sismicidade, fonte sísmica e mecanismos focais, geomagnetismo, gravimetria, geodesia e análise estrutural.

Todavia, relativamente a esta zona, existem ainda poucos trabalhos publicados no domínio da fonte sísmica e dos mecanismos focais (Udias *et al.*, 1976; Moreira, 1985; Grimson & Chen 1988; Buforn *et al.*, 1988a & 1988b; Borges, 1991; Moreira, 1991; Ribeiro *et al.*, 1996; Teves Costa *et al.*, 1999; Borges *et al.*, 2001; Bezzeghoud & Borges, 2003; Carrilho *et al.*, 2004; Buforn *et al.*, 2004, Grandin *et al.*, 2007). As razões fundamentais prendem-se com dificuldades que os avanços (1) e (2) atrás apontados procuram suprir, nomeadamente, pela escassez de dados de qualidade que não permitiam a obtenção de mecanismos focais com um razoável grau de confiança, face ao tipo de sismicidade (fraca a moderada magnitude) e à localização geográfica do território (proximidade do mar).

O estudo da sismicidade da região Açores-Gibraltar (fig. 1) baseia-se fundamentalmente em dados instrumentais registados pelas redes locais e regionais; para sismos de maiores magnitudes ou mais afastados relativamente aquelas redes foram ainda usados dados das redes globais. A localização dos eventos sísmicos e o cálculo da respectiva magnitude fornece-nos uma imagem, ainda que incompleta, da actividade associada aos principais acidentes tectónicos activos - fronteiras de placas e zonas de fractura.

A sismicidade histórica, enquanto complemento da instrumental, assume fundamental importância para a caracterização da actividade sísmica. Ela é com frequência a única fonte de informação sobre a recorrência dos grandes sismos, com períodos superiores à idade dos primeiros registos instrumentais. A informação histórica disponível, baseada na descrição dos efeitos destrutivos provocados pelos sismos, apresenta lacunas espaciais e temporais que se devem, em grande parte, à ocupação do território pelas populações. Assim, enquanto para o território continental português existem relatos históricos de sismos que remontam ao ano 33 A.C, para a região dos Açores essas informações não recuam além dos princípios do século XVI, época em que se iniciou o povoamento das ilhas. Por estes motivos, toda a região oceânica compreendida entre as ilhas e o continente apresenta uma lacuna de informação histórica a qual ainda não foi possível colmatar. Numa primeira análise do mapa de epicentros (fig. 1) constata-se que os três ramos da Junção Tripla dos Açores se apresentam bem definidos até à longitude de 24°W, a partir da qual se observa uma ausência de sismicidade («gap» sísmico) que se prolonga até à longitude de 18°W. Para leste deste meridiano os epicentros apresentam-se dispersos por uma vasta área, onde é possível identificar uma faixa de intensa sismicidade até à região de Gibraltar.

Tendo por base toda a informação sobre sismicidade possível de reunir, esta vasta região é tradicionalmente subdividida em três sectores (Buforn *et al.*, 1988a): a fracção mais oci-

dental, designada por Sector Ocidental, corresponde à zona da Plataforma dos Açores e estende-se desde a Dorsal Médio-Atlântica até à latitude de 24°W; o Sector Central inicia-se na Falha da Glória (FG) e prolonga-se até à latitude de 13°W; segue-se o Sector Oriental que se estende desde a Crista Tore-Madeira (aproximadamente a 13°W) até Gibraltar (fig. 1).

Neste capítulo apresentamos a sismicidade e os mecanismos focais dos eventos sísmicos registados, entre 1939 e 2011, na região que contém o território nacional – região Açores-Gibraltar, procurando dar-lhes significado sismotectónico. Por uma questão de método dividimos a região em dois sectores, que apresentamos em separado. O Sector ocidental – Região dos Açores, cuja sismicidade e mecanismos são detalhados na secção 2 e o sector Oriental – Portugal Continental e margem adjacente, apresentado na secção 3. A interpretação de todos estes dados, é feita através do cálculo da deformação sísmica e do tensor momento sísmico, de cujos resultados resulta o modelo geodinâmico proposto. Por fim, na secção 5, será apresentada a discussão dos resultados e retiradas as conclusões.

2. O sector ocidental – região dos Açores

O sector situado mais a ocidente corresponde à zona de implantação da Plataforma dos Açores (PA). Morfológicamente apresenta-se como uma estrutura triangular com uma área aproximada de 400 000 km², delimitada, grosso modo, pela linha batimétrica dos 2000 m (fig. 2). A PA destaca-se claramente da planície abissal cujas profundidades podem ultrapassar os 3500 m e apresenta uma topografia acentuadamente irregular constituída por picos e cristas vulcânicos que atingem a superfície do oceano em sete locais, que correspondem a sete das nove ilhas dos Açores (as ilhas Flores e Corvo encontram-se já no interior da placa AM, fig. 4).

Os limites da Plataforma dos Açores são (fig. 2): a oeste, a Dorsal Medio-Atlântica (DMA); a sul, a Zona de Fractura Este Açores (FEA); a norte, a Zona de Fractura Norte Açores (FNA) e um complexo alinhamento que constitui a denominada Crista da Terceira, com orientação ONO-ESE e alongando-se para leste até atingir a Falha da Glória (FG).

O acidente tectónico que domina esta região é a DMA que intersecta aproximadamente o ponto médio entre as ilhas das Flores e Graciosa. A sua orientação (fig. 2) varia de N10°E para N20°E e à medida que se progride para sul sofre sucessivamente as seguintes alterações morfológicas: (a) torna-se menos rugosa, a ponto do seu vale mediano, bem vincado em outras latitudes, deixar praticamente de existir; possivelmente devido à influência de uma pluma do manto que actua sob a base da plataforma - ponto quente dos Açores (Lourenço *et al.*, 1998; Silveira *et al.*, 2006); (b) a sua espessura sofre uma redução acentuada (Luís *et al.*, 1994); (c) o vale mediano, que a caracteriza noutras latitudes, deixa praticamente de existir.

Nesta região, a DMA apresenta cinco fracturas principais com uma orientação aproximada E-O, (fig. 2). Elas são, de norte para sul: a FNA; a Zona de Fractura do Faial (FF); a

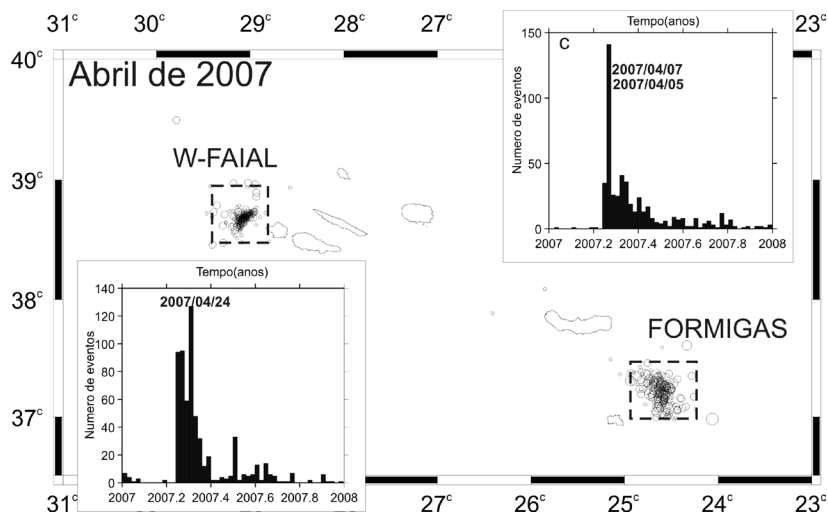


Figura 3. Em plano de fundo: actividade sísmica no Açores no mês de Abril de 2007 onde se encontra em destaque a região localizada a oeste do Faial e a região das Formigas. Em primeiro plano: o número de sismos em função do tempo para as duas regiões onde se assinalam os eventos com maior magnitude (o sismo de 2004/04/24 da região a oeste do Faial ($M=4.0$) e os sismos da região das Formigas, o de 2004/04/05 ($M=6.2$) e o de 2004/04/07 ($M=6.0$)).

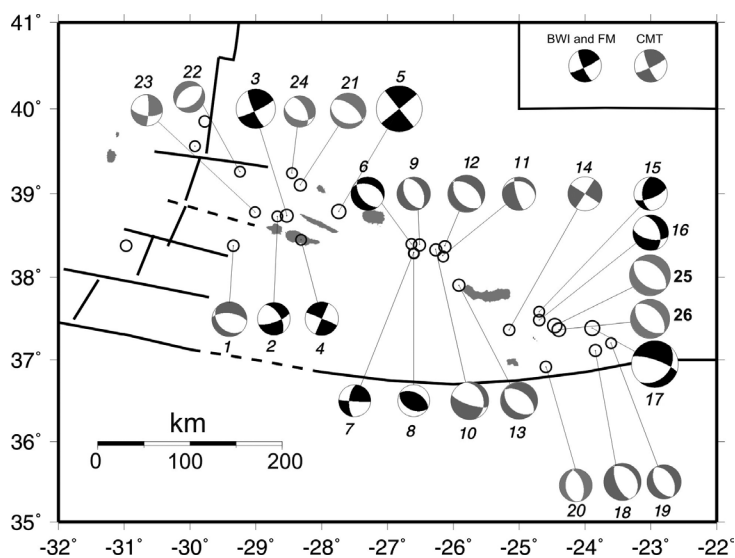


Figura 4. Mecanismos focais da região dos Açores. A preto: soluções obtidas por inversão das ondas volúmicas. A cinza: Mecanismos do Centroeide (CMT). Os números correspondem aos mecanismos da Tabela 2.

Zona de Fractura Banco Açores (*FA*); Zona de Fractura Banco Princesa Alice (*FPA*); a Zona de Fractura Oeste dos Açores (*FOA*), também designada por Fractura dos Açores, e que pode ser considerada, devido às evidências morfológicas, como um prolongamento para leste, até à *FG*, da *FEA* (prolongamento a tracejado (fig. 2) que define o limite Sul do *PA* ao qual não se conhece associado a ela qualquer evento sísmico significativo).

A Plataforma de Açores, formada por crosta oceânica anormalmente espessa, poderá estar associada à existência de uma pluma do manto. Os argumentos a favor da existência da referida pluma baseiam-se nas anomalias topográficas e de gravidade, bem como da elevada espessura crustal e valores anómalos das velocidades das ondas P e S (Schilling, 1975; Zhang & Tanimoto, 1992; Montagner & Ritsema, 2001; Montelli *et al.*, 2004; Silveira *et al.*, 2006). A reforçar esta hipótese existe ainda o facto de se observarem fortes semelhanças entre o tipo de lavas encontradas nos Açores e as que se podem encontrar em regiões como a Islândia cuja origem se encontra claramente associada a um *hot-spot* (Madureira *et al.*, 2005).

Asimow *et al.* (2004) propõem em alternativa o que chamam de modelo *wet-spot*, segundo o qual, o *hot-spot* dos Açores poderá ser explicado pela presença de água no material mantélico. De acordo com estes autores, o modelo proposto seria capaz de justificar em simultâneo a anomalia da espessura crustal e a presença de elementos químicos cuja origem é normalmente associada a um *hot-spot*. Contudo, Anderson (2005) defende que anomalias negativas na velocidade de propagação das ondas sísmicas não significam, necessariamente, a existência de um manto quente. A composição química, a mineralogia, a presença de voláteis, a inelasticidade e a anisotropia podem também causar zonas de baixa velocidade. As plumas mantélicas continuam ainda a ser alvo de intensos debates e controvérsia no que diz respeito à sua origem.

Os modelos cinemáticos globais prevêem velocidades de expansão para *DMA* que variam de norte para sul da seguinte forma: (a) de acordo com o modelo NUVEL-1A (DeMets *et al.*, 1990), a norte da plataforma a velocidade prevista é de cerca de 1.7 cm/ano, sendo o valor médio a sul de 1.2 cm/ano (ambas com direcção paralela às falhas transformantes); (b) o modelo proposto por Luís *et al.* (1994), sugere que a taxa de expansão da *DMA* na região dos Açores diminuiu continuamente de 4 cm/ano para 1.4 cm/ano, no intervalo de 10 a 3.85 *MA*, aumentando depois até valores de 2.5 cm/ano segundo o azimute N100°O. Os mesmos modelos consideram que o terceiro braço da *JTA* apresenta, nas proximidades desta junção, uma movimentação relativa entre a placa *EA* e a *NU* do tipo desligamento direito em *trans-tensão* com componente em extensão de 3 mm/ano. Trata-se de uma taxa de expansão consideravelmente baixa, o que confere a esta fronteira características de expansão ultra-lenta.

Enquanto que a origem e natureza dos dois primeiros braços da junção tripla não oferecem dúvidas (crista oceânica com divergência na direcção EO), o mesmo não se pode dizer em relação ao terceiro braço desta junção, cujo modelo de funcionamento suscita ainda alguma controvérsia. Alguns autores (Krause & Watkins, 1970; Udías, 1980; Udías, *et al.*,

1976; Buforn *et al.*, 1988) consideram-no um centro de expansão normal, enquanto outros (McKenzie, 1972 e Searle, 1980) o tomam como centro de expansão oblíqua. Madeira & Ribeiro (1990) propõem outro modelo em que o terceiro ramo funcionaria como transformante *leaky* (transformante com uma componente de abertura). Recentemente, Lourenço *et al.* (1998) propõem, baseados em dados batimétricos, um modelo de fronteira difusa, que actua simultaneamente com centro de expansão oblíqua, ultra-lenta e como transformante que acomoda o movimento relativo entre as placas *EA* e *NU*. Ainda segundo os defensores deste modelo, esta região poderá considerar-se como um caso particular de uma crista ultra-lenta na qual o regime transtensional e a herança tectónica subjacente desempenham um papel preponderante na ascensão magmática que ocorre em duas direcções preferenciais N120°E e N150°E, condicionadas pelas pequenas alterações do campo regional da tensão (N-S a NO-SE, à medida que nos afastamos da Dorsal).

2.1. Sismicidade Histórica e Instrumental

Desde a descoberta do Arquipélago dos Açores (ca. 1427) e o seu povoamento (ca. 1439) que são conhecidos relatos de sismos, alguns deles com intensidades bastante elevadas.

A acomodação da movimentação diferencial que ocorre na proximidade geográfica da Junção tripla dos Açores, onde confluem as três placas *NA*, *NU* e *EA*, em particular o movimento diferencial entre as placas *EA* e *NU*, é o principal responsável pela intensa actividade sísmica que se verifica neste Arquipélago. O vulcanismo que se verifica na região, origem dos importantes edifícios vulcânicos submarinos das ilhas, também ele controlado pelo regime tectónico trans-tensional (Madeira & Ribeiro, 1990) actuante na região, está na origem de uma fracção importante da actividade sísmica que se verifica nos Açores (fig. 2).

Dados compilados por Nunes & Ribeiro (2001) desde o início do povoamento permitem-nos concluir que os Açores foram afectados por 13 sismos de intensidade igual ou superior a VII (Tab. 1), que provocaram cerca de 6000 vítimas mortais e a destruição generalizada em algumas Ilhas do Arquipélago: os sismos de S. Miguel de 1522, da Terceira de 1547, do Pico de 1570, de S. Jorge de 1572 e 1757, do Faial de 1667, da Graciosa de 1730 são alguns dos exemplos mais significativos.

Apesar de em 1902 terem sido instaladas as primeiras estações sismológicas nos Açores (Horta e Ponta Delgada), e em 1932, a estação de Angra de Heroísmo, é só a partir dos anos 80, após o sismo de 1 de Janeiro do mesmo ano, que a rede regional atinge a qualidade e a quantidade de estações que permite uma boa precisão nas localizações, uma aceitável detectabilidade e, em particular, a capacidade de detectar microssismos.

A análise da sismicidade de magnitude superior a 4.0 fornecida pela rede mundial (figs. 1 e 2) levam-nos a afirmar que os epicentros dos sismos desta região se dispõem por uma

estreita faixa coincidente, grosso modo, com o eixo de distribuição das ilhas. O mesmo padrão é observado a partir da distribuição dos epicentros obtidos com base na rede regional (fig. 2). Esta faixa, habitualmente designada por «Dorsal da Terceira» ou «Eixo da Terceira», parte da Crista Média Atlântica (30°W), apresenta uma largura de ~180 km e possui orientação aproximada WNW-ESE; aos 27°W deflecte para NW-SE enquanto sofre um estreitamento para cerca de ~80 km de largura e acaba por se extinguir a 24°W, ponto que marca o início da Falha da Glória (figs. 1 e 2)

Esta sismicidade é essencialmente caracterizada por eventos superficiais (profundidades hipocentrais que não ultrapassam a dezena de quilómetros) e de magnitude reduzida ($M < 5$) a moderada ($5 \leq M \leq 6$) – embora existam registos instrumentais de dois eventos de magnitude $M_s \geq 7$: um a 8 de Maio de 1939 com epicentro a este da ilha S^{ta} Maria e o recente sismo de 1 de Janeiro de 1980 localizado entre as ilhas Terceira e Graciosa. Os eventos organizam-se geralmente em sequências sísmicas e localizam-se maioritariamente em áreas submarinas.

A distribuição espaço-temporal da sismicidade nesta região obedece, de uma forma geral, a dois tipos de padrão (fig. 3):

1) Actividade associada a *enxames sísmicos* (também designados por crises sísmicas), caracterizada pelo aumento da sismicidade, relativamente à sismicidade de fundo, apresentando uma frequência irregular e onde não é possível identificar qualquer padrão, nem se encontra associada a qualquer evento principal. A título de exemplo refira-se a série sísmica associada à crise de 21 de Abril 2007 localizada a 40 km a W do Faial (fig. 3). A crise teve início com um reduzido número de sismos ($M \sim 2$). De acordo com o histograma verifica-se um aumento do número de sismos, atingindo um máximo a 23 de Abril no momento em que ocorre o evento mais energético ($M = 4.0$). Este é um comportamento típico de *enxame*; não tem a assinatura típica dos sismos de origem tectónica, isto é, um sismo principal seguido de réplicas segundo a lei de Omori e poderá estar ligado a uma intensificação da actividade magmática na região hipocentral.

2) Actividade constituída por *réplicas* associadas a um evento principal, em que o número de eventos decresce regularmente com o tempo segundo a lei de Omori (fig. 3). Assinala-se, a título de exemplo, a recente actividade verificada a SW de S. Miguel (Formigas). A ocorrência de um sismo no dia 5 de Abril de 2007 ($M_w = 6.2$) deu origem a de uma série de réplicas (magnitude entre 3 e 4, cujo número decresceu dia 7 do mesmo mês, dia em que aconteceu um segundo evento ($M_w = 6.0$). Este último evento produziu um recrudescimento do número de réplicas, no entanto, globalmente, a sua frequência diária diminuiu gradualmente de acordo com a lei de Omori.

A existência dos dois padrões de libertação de energia sísmica acima referidos, a relativa dispersão de epicentros e a impossibilidade de identificar falhas activas submarinas difi-

cultam o estabelecimento de uma relação causa e efeito para o fenómeno sísmico dos Açores. Relativamente à intensidade e distribuição epicentral dos eventos, Nunes *et al.* (2004) agrupam as ilhas açorianas em 4 grupos principais: 1 – o grupo constituído pelas ilhas de São Miguel, Terceira e Faial, de maior sismicidade e com eventos sentidos com intensidade superior a V; 2 – o grupo das ilhas Pico e São Jorge é atingido por menor número de sismos sentidos, sofre a influência das zonas sismogénicas vizinhas (Pico), é palco de enxames sísmicos, intercalados por períodos de acalmia mais ou menos longos (São Jorge); 3 – as ilhas Graciosa e Santa Maria apresentam uma baixa sismicidade no contexto regional, apresentam poucos sismos sentidos e intensidade inferior a V; 4 – as ilhas Flores e Corvo caracterizam-se por reduzido nível de sismicidade justificada por estas se encontrarem no interior da placa Norte Americana e, conseqüentemente fora da influência tectónica da Fractura Açores-Gibraltar.

2.2. Mecanismos focais

Aceitando que o mecanismo de cada sismo é consequência da geodinâmica da região que envolve a fonte, é compreensível a importância que tem o estudo dos mecanismos focais dos sismos da região dos Açores para a caracterização da sua complexa geodinâmica. Nesse sentido têm vindo a ser realizados desde 1972 diversos estudos de fonte sísmica na região Açores-Gibraltar, estudos esses que se basearam nas polaridades e na modelação da forma das ondas volúmicas. Estes estudos visam a caracterização da sismotectónica e geodinâmica desta região.

Em virtude do carácter tendencialmente moderado da actividade sísmica nos Açores, aliado à fraca cobertura azimutal⁴ dos eventos – desfavorável distribuição das estações relativamente aos epicentros – a obtenção de mecanismos focais para esta zona revela-se frequentemente uma tarefa difícil. Daí que o número de soluções de mecanismo focal actualmente existentes seja relativamente reduzida quando comparada com o que se passa em Portugal Continental, e outras regiões do Globo. Conseqüentemente, a quase totalidade das soluções actualmente disponíveis (Tab. 2) correspondem aos eventos de maior magnitude (superior 5.5), e foram calculadas por instituições à escala global ou regional (NEIC – *National Earthquake Information Center*; USGS – *U.S. Geological Survey*; *Universidade de Harvard*; EMSC – *European-Mediterranean Seismological Centre*), ou ainda em resultado de estudos baseados em dados regionais e telessísmicos. Importa destacar alguns destes estudos cujo contributo para a compreensão da geodinâmica desta região foi significativo (fig. 4).

⁴ Distribuição de estações sísmicas em torno dos epicentros. Uma distribuição regular (sem grande lacuna) permite um bom estudo da fonte sísmica, incluído a sua localização.

Os primeiros trabalhos no âmbito do mecanismo focal foram feitos por McKenzie (1972) e Udías *et al.* (1976). Foi com base nesses resultados e no conhecimento da sismicidade que estes autores estabeleceram os primeiros modelos geodinâmicos para a região Açores-Gibraltar.

Posteriormente, os trabalhos desenvolvidos por Grimison & Chen (1988), baseados na modelação das formas de ondas de registos telesísmicos de longo período das estações *World Wide Standardized Seismograph Network* (WWSSN), permitiram obter o mecanismo focal do sismo de 1 de Janeiro de 1980 e pôr pela primeira vez em evidência o carácter complexo do processo de ruptura que caracteriza os sismos desta região.

Bufoin *et al.* (1988) analisaram, entre outros, oito mecanismos focais de eventos localizados sobre a Plataforma dos Açores (onde constatam diversidade de mecanismos sem qualquer padrão identificável) e onze sismos sobre a CMA. (mecanismos de falha normal, e desligamento, tipicamente associados a uma dorsal em expansão). Estes resultados permitiram traçar um esboço mais detalhado do comportamento geodinâmico da área e determinar a respectiva taxa de deformação sísmica.

Tendo em vista o estudo das réplicas do sismo de 1 de Janeiro de 1980, foi instalada nas ilhas Terceira, S. Jorge, Graciosa e Pico, uma rede telemétrica de estações sismográficas de curto período (Hirn *et al.*, 1980). A distribuição dos epicentros das réplicas definiu claramente um alinhamento na direcção N150°E que coincide com um dos planos do mecanismo focal do sismo de 1 de Janeiro de 1980 (o plano que corresponde à movimentação em desligamento esquerdo). As réplicas permitiram ainda o cálculo de um mecanismo compósito o qual coincide com o do evento principal.

Em 1992 realizou-se uma campanha de 27 dias na região dos Açores, que consistiu na recolha de dados de sismicidade natural utilizando-se uma rede de estações sísmicas submarinas. A distribuição dos epicentros permitiu a confirmação de que a sismicidade se distribui pela faixa correspondente ao eixo da Terceira (Miranda *et al.*, 1998). Uma análise mais detalhada da distribuição dos epicentros permitiu a identificação de alinhamentos com azimutes coincidentes com a orientação da falha do sismo de 1 de Janeiro de 1980. Durante o período de registo ocorreram dois eventos de magnitude moderada (magnitudes 3.2 e 3.4), com epicentros localizados próximo do sismo de 1 de Janeiro de 1980. A solução de mecanismo focal obtida (fig. 4) é do tipo desligamento, com planos nodais similares aos do sismo de 1 de Janeiro de 1980 (Bufoin *et al.*, 1988; Borges *et al.*, 2007).

Na sequência do sismo de 9 de Julho de 1998 ($M_w = 6,0$) foi instalada nas ilhas do Faial, Pico e São Jorge uma rede sismográfica constituída por 7 estações autónomas, com sismómetros de curto período. A boa cobertura azimutal propiciada por esta rede e a elevada dinâmica das estações contribuíram para a localização, com elevada precisão, das réplicas deste sismo. Ao contrário do que sucedeu no sismo do dia 1 de Janeiro de 1980, neste caso os alinhamentos definidos pelas réplicas ocorrem segundo duas direcções preferenciais, apro-

ximadamente coincidentes com as dos planos nodais do mecanismo do evento principal, não tendo sido deste modo possível identificar o plano de falha responsável pelo choque principal (Vales *et al.*, 2001). Dado o elevado número de réplicas deste sismo foi possível ainda calcular 18 mecanismos focais onde dominam claramente movimentação do tipo desligamento (Matias *et al.*, 2007).

Os primeiros estudos de sismos dos Açores recorrendo a modelos de fonte extensa foram realizados por Borges (2003) e por Borges *et al.* (2007). Este trabalho só foi possível devido à existência de registos digitais: de longo período do sismo 01/01/1980 ($M_w = 6.8$), obtidos pela rede GDSN; de banda larga do sismo de 27/07/1997 ($M_w = 5.9$) obtidos pela rede mundial; – de banda larga do sismo de 09/07/1998 ($M_w = 6.0$) obtidos pela rede mundial. Dois importantes resultados desse trabalho (Borges *et al.*, 2007) são a obtenção do verdadeiro plano de falha por aplicação do efeito da directividade e a descrição da ruptura à custa de um modelo de falha extensa. O estudo da directividade aponta, quer para o sismo de 1980 quer para o sismo de 1998, para movimentação do tipo «desligamento esquerdo» orientado segundo a direcção NNE-SSW. Os mecanismos focais permitem identificar, em cada região, o estilo de movimentação tectónica actual, possibilitando as correlações entre este tipo de informação geofísica e os dados de natureza geológica (fig. 4). Em alguns casos – para três eventos da região Açores estudados – é possível efectuar uma análise do processo de ruptura (Borges *et al.*, 2007), o que nos conduz à identificação das heterogeneidades na zona focal. Os dados de mecanismo focal (direcções dos eixos P e T dos mecanismos) e permitem definir a orientação média da tensão na região e deste modo contribuir, para o conhecimento da geodinâmica da região (ver secção 4).

3. O sector oriental – Portugal continental e margem adjacente

A região compreendida entre 15° W e 6° W, que contém Portugal continental e as suas margens atlânticas, é caracterizada por uma batimetria complexa constituída por grandes montanhas submarinas alinhadas segundo direcções que vão de E-O a ENE-WSW, onde se incluem o Banco de Gorringe (BG), o Banco Ampere (BA), o Banco de Portimão (BP) e o Banco de Guadalquivir (BGq) (fig. 5). São montanhas que se encontram circundadas por planícies abissais muito profundas das quais se destacam a Planície do Tejo (PT) e a Planície da Ferradura (PF). Assinala-se nesta região, entre o BG e a costa oeste Portuguesa e paralela a esta, uma estrutura de direcção aproximadamente N-S, inclinando cerca de 20°E denominada *Cavalgamento Marquês de Pombal* (MP) (fig. 5), descoberta com base em dados de perfis de reflexão sísmica realizados na margem Portuguesa (Zitellini *et al.*, 1999 e 2001). A partir do trabalho de Gutscher *et al.* (2002), começou a ser notada outra estrutura que se estende a oeste do arco de Gibraltar, a partir do golfo de Cádiz até à costa de Marrocos,

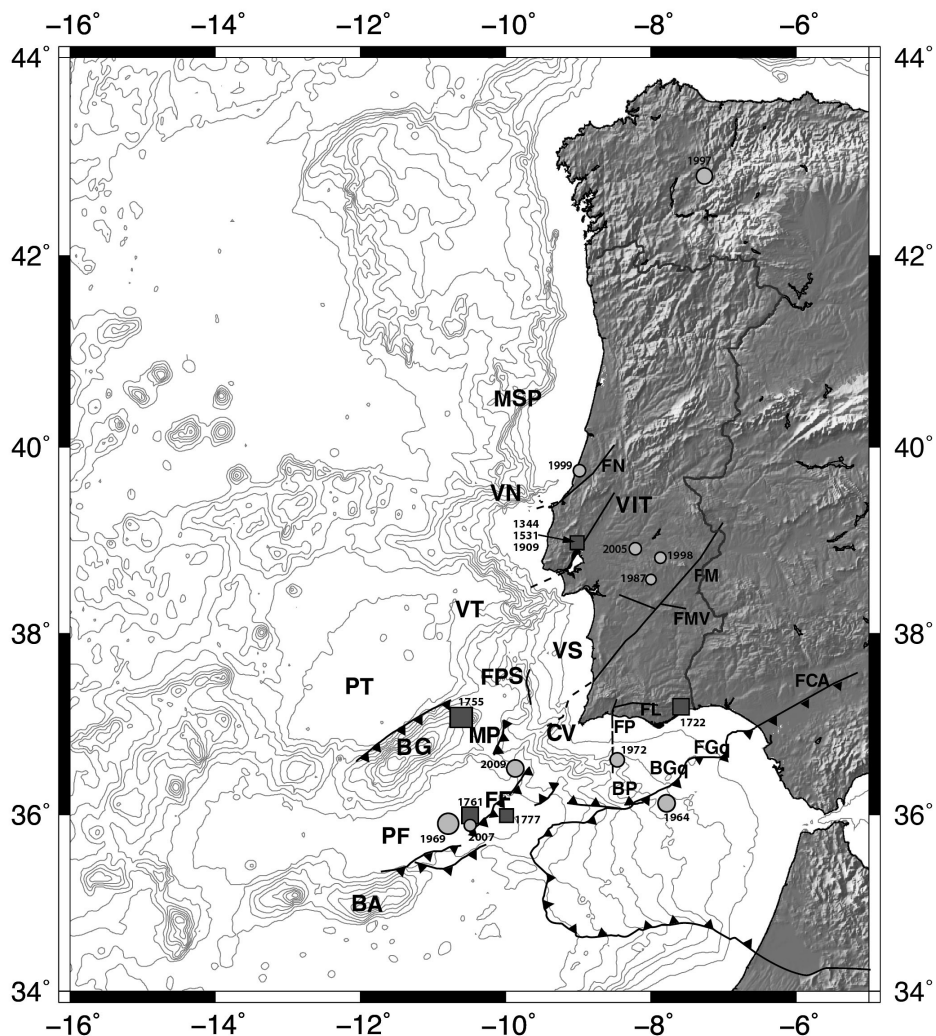


Figura 5. Sismos históricos e instrumentais significativos ocorridos em Portugal Continental e margem atlântica discutidos no texto e listados na tabela 3. As falhas tectónicas principais estão, igualmente, representadas: PT = Planície do Tejo; PI = Planície Ibérica; TS = Tore Seamount; EM = cristas Egas Moniz; RP = Rincão da Pomba; PE = Promontório da Estremadura; PF = Planície da Ferradura; BA = Banco Ampere; FF= Falha da Ferradura; BGq = Banco de Guadalquivir; MSP = Montanha submarina do Porto; VN = Vale de Nazaré; VIT = Vale inferior do Tejo; VT = Vale do Tejo; VS = Vale do Sado; VV = Vale de São Vicente; MP = Marquês de Pombal; BG = Banco de Gorringer; FGq = Falha de Guadalquivir; FN = Falha de Nazaré; FM = Falha da Messejana; FMV = Falha de Moura-Vidigueira; FL = Falha de Loulé; FP = Falha de Portimão; CV = Cabo São Vicente; FCA = Falha Cadiz-Alicante. A faixa algarvia (A4) é representada mais pormenorizadamente na figura 9. As falhas na área imersa foram retiradas de Zitellini *et al.* (2009).

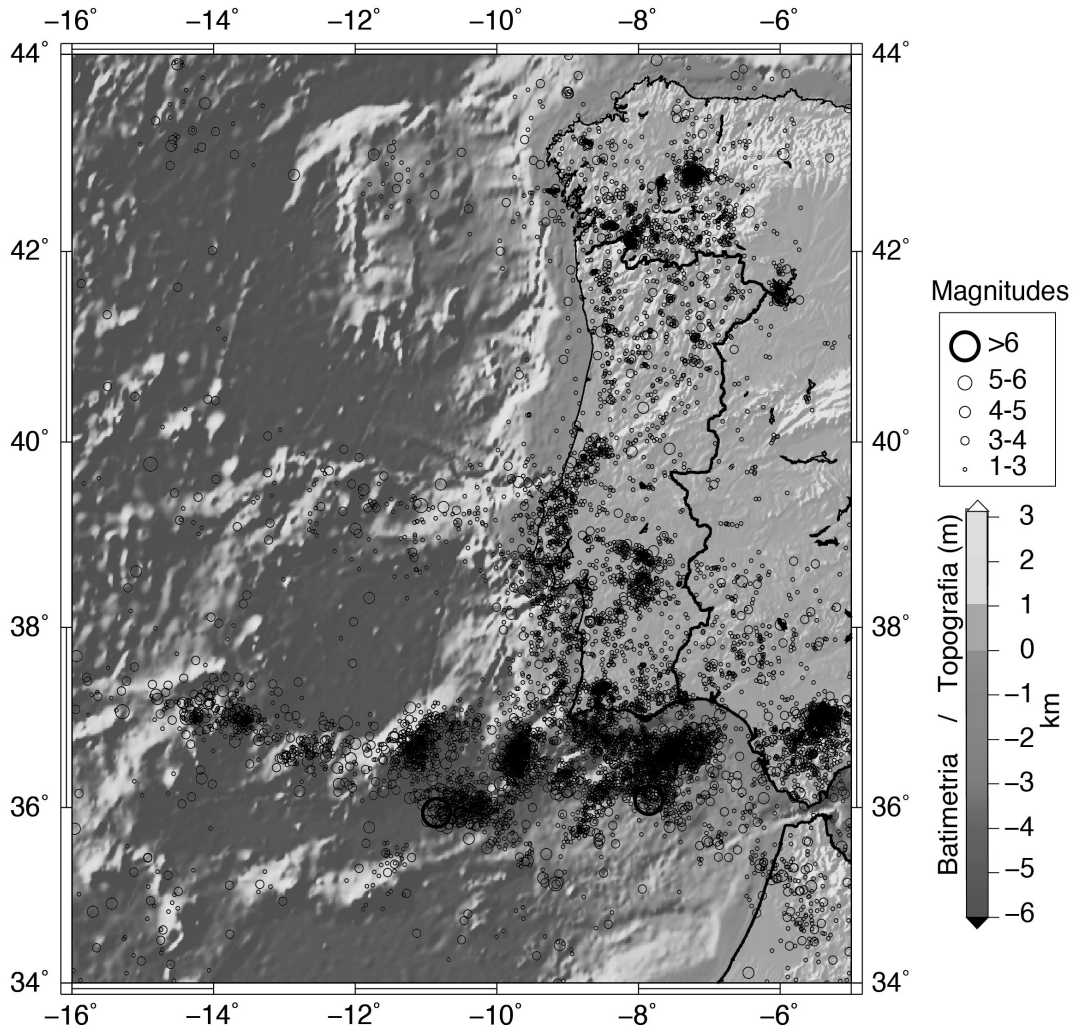


Figura 6. Distribuição espacial da sismicidade ocorrida, entre 1961 e 2009, em Portugal Continental e margem atlântica (base de dados do IM). Ver fig. a cores na pág. XV do Anexo, no final deste volume.

desenhando uma curva muito excêntrica com côncavidade paralela àquele arco. Segundo os seus autores, esta estrutura corresponde a uma subducção activa no presente (fig. 5) e a sua forma é devida à existência dum prisma acrecionário associado ao retro-rolamento dum laje oceânica (*slab roll-back*).

A sismicidade histórica e instrumental neste sector revela-nos a existência de eventos geradores de destruição no território nacional (Tab. 3). É uma sismicidade dispersa (fig. 6),

reveladora da actividade de algumas das falhas cartografadas (fig. 5), mas que deixa dúvidas quanto à actividade de outras falhas também cartografadas. Das activas destacam-se a Falha da Ferradura (FF), a Falha do Banco de Portimão e a Falha de Guadalquivir (FGq). A sismicidade na zona de subducção de Gibraltar não assume uma relação clara com aquele acidente. Estas estruturas tectónicas encontram-se descritas com base em sísmica de reflexão e batimétrica multifeixe na literatura (ex: Zitellini *et al.*, 1999 e 2004, Gutscher *et al.*, 2002, Gràcia *et al.*, 2003ab, Terrinha *et al.* 2003, 2009).

A sismicidade nesta região, pela dispersão que apresenta, não delinea claramente a fronteira de placas. Essa dispersão pode ser explicada de duas maneiras:

1) devido à existência de sismicidade associada a prováveis prolongamentos submarinos de fracturas existentes na zona interior da placa EA que se sobrepõem à sismicidade produzida no limite daquela fronteira e por isso a encobre (Bufo *et al.*, 1988a). Possíveis candidatas a gerar essa actividade são algumas das fracturas responsáveis pela sismicidade intra-placas verificada a SW da Península Ibérica como as falhas da Nazaré (FN), do vale inferior do Tejo (VIT) de Messejana (FM) e, já mais próximo de Gibraltar, as falhas de Guadalquivir (FGq) e de Cádiz-Alicante (FCA) (figs. 5 e 6);

2) devido à dificuldade em localizar os epicentros em consequência da deficiente cobertura azimutal permitida pela Rede Sismográfica Nacional, que não dispõe estações OBS – lacuna que se reflecte com maior relevância nos erros associados à profundidade hipocentral, como ficou mostrado por Luís Matias (comunicação pessoal) na localização de microsismicidade a partir de uma rede temporária de OBS.

Seja qual for a natureza da dispersão de epicentros verificada (aparente ou não), a verdade é que nos impede de definir com rigor o limite entre as placas EA e Núbia (fig. 6).

3.1. Sismicidade de Portugal Continental

O território continental português, em especial o sul, pela actividade sísmica que apresenta, pode considerar-se, juntamente com os Açores, uma das regiões de Portugal onde se justifica dar especial atenção ao estudo da sismicidade. O arquipélago da Madeira não apresenta sismicidade histórica ou instrumental significativa por se encontrar sobre uma zona estável da placa NU, e consideravelmente afastada do limite de placas.

A sismicidade instrumental revela uma distribuição de epicentros heterogénea, com uma maior concentração no sul e margem oceânica adjacente, zona de Évora e numa faixa a norte de Lisboa, entre o vale inferior do Tejo e a costa (fig. 6). É uma actividade sísmica caracterizada por eventos de magnitude moderada ($M < 5$) e alguns registos de magnitude

superior ($5 \leq M \leq 7.8$), estes com especial incidência na costa sul e SW. Na Figura 6 são apresentados os epicentros registados no período 1961-2009 (base de dados do Instituto de Meteorologia), cuja análise permite esboçar uma caracterização da actividade sísmica nas várias regiões descritas seguidamente.

Norte

Interior norte de Portugal e região da Galiza, em grande parte explicados pelas séries sísmicas de Novembro de 1995 e de Maio de 1997, esta última iniciada com um sismo de magnitude 5.4, gerador de muitos danos na região de Lugo – Espanha (fig. 5), de que resultaram alguns danos no território português (Senos & Carrilho, 2003).

Vale do Tejo e Margem Oeste

Numa faixa que acompanha a margem oeste de Portugal, desde Lisboa até à latitude 40°N , limitada a este pelo vale inferior do Tejo. O maior sismo registado nesta zona pela rede sismológica (fig. 5), ocorreu em Abril de 1999, teve magnitude 4.6, e está associado à falha da Nazaré (Senos & Carrilho, 2003). Apesar das baixas magnitudes registadas recentemente, são desta zona alguns dos terramotos que tiveram maior impacto sobre a população. Destacam-se os sismos históricos de 1344 e o de 1531 (fig. 5) (Sousa *et al.*, 1992) que causaram grande destruição em Lisboa, sendo este último descrito (Moreira, 1991) como tendo uma intensidade máxima de IX em Benavente, Vila Franca de Xira e Lisboa. Teve também origem nesta zona o conhecido sismo de Benavente de 23 de Abril de 1909 (fig. 5) que teve uma magnitude 6.0 (Teves-Costa, *et al.*, 1999). O seu epicentro localiza-se no sector sul da falha do Vale inferior do Tejo (VIT), em plena bacia sedimentar. As zonas mais afectadas foram a localidade de Samora Correia e Benavente onde morreram 46 pessoas e várias dezenas ficaram gravemente feridas.

Região de Évora

Uma faixa, com cerca de 40 km a norte de Évora (fig. 6), caracterizada por uma sismicidade difusa, onde se destacam três sismos de $M > 4$, ocorridos com uma certa regularidade nas últimas três décadas (fig. 5). São o sismo de 4 de Junho de 1987 ($M = 4.3$), o de 31 de Julho de 1998 ($M = 4.1$) e o de 29 de Dezembro de 2005 ($M = 4.5$). Não é possível, com razoável grau de confiança, atribuir estes sismos a qualquer estrutura tectónica identificada na zona.

Algarve

A distribuição de epicentros nesta zona mostra muito claramente uma grande concentração de pequenos eventos na área de Monchique. A análise dos eventos localizados com dados da rede «transfrontiere» (Instituto de Meteorologia), que esteve em actividade no Algarve entre 1999 e 2003, revela que dos 544 sismos localizados, com magnitudes compre-

endidas entre 1 e 3.5, 53% são da região de Monchique. Uma realocização dos 288 eventos melhor localizados permitiu definir claramente dois alinhamentos de epicentros; um muito claro na região de Monchique orientado ENE-WSW (Azimute = 256°) e outro NNE-SSW que se estende da mesma região até à costa. Esta sismicidade está constringida entre os 5 e 15 km de profundidade, não tendo sido observada nenhuma sismicidade nos primeiros 5 km (Caldeira *et al.*, 2007). Estudos mais recentes, feitos a partir de dados registados pela rede sísmica instalada no âmbito do projecto «tomografia sísmica da crosta Algarvia», distribuída pelo Baixo Alentejo e Algarve, permitiram identificar a ocorrência de eventos locais de magnitude reduzida, não catalogados, cuja distribuição espacial de epicentros define um alongamento aproximadamente NE-SW na zona de Almodôvar, no Baixo Alentejo (Rocha *et al.* 2009).

Sudoeste do Cabo de São Vicente

É na região a sudoeste do Cabo de S. Vicente, entre o Banco de Gorringe e a costa oeste Portuguesa que se encontra uma das zonas sismogénicas mais activas. Os sismos que ocorrem nessa zona têm geralmente foco superficial ($h < 40\text{km}$) e magnitude moderada, em geral inferior a 5.0, porém estão intercalados por alguns grandes sismos muito espaçados no tempo (Borges *et al.*, 2001). É nessa região que se localizam o grande terramoto de Lisboa de 1755 ($M \sim 8.5$), os sismos de 28 de Fevereiro de 1969 ($M_s = 8.1$), o de 21 de Dezembro de 1972 ($M_s = 5.8$), o de 12 de Fevereiro de 2007 ($M_w = 6.0$) e o de 17 de Dezembro de 2009 ($M_w = 6.0$).

O sismo de 1755, denominado *sismo de Lisboa*, foi um dos mais destrutivos de que há memória; ocorreu a 1 de Novembro de 1755, pelas 9h 30min e foi sentido em toda a Europa e Norte de África. Ao terramoto, que deu origem a um gigantesco incêndio, seguiu-se um tsunami (onda gigante ou maremoto) que invadiu Lisboa e toda a região Costeira de Portugal, em especial do Algarve, fazendo-se sentir também no Golfo de Cádiz, a norte de Marrocos, Açores e Madeira (no sudoeste algarvio e em Lisboa atingiu a amplitude máxima, respectivamente, de 10 a 15 m e 6 m). O efeito combinado do sismo, do incêndio e do maremoto provocou uma imensa devastação na cidade de Lisboa e um número incerto de mortos que ultrapassou as várias dezenas de milhar. O seu epicentro continua ainda incerto, embora existam 3 possíveis cenários: i) *fonte no Gorringe* (Johnston, 1996); ii) *modelo de falha Marques de Pombal* (ex: Zitellini *et al.* 1999, 2001, Terrinha *et al.*, 2003); iii) *modelo de subducção no Golfo de Cádiz* (Gutscher *et al.*, 2002). Através da metodologia desenvolvida por Grandin *et al.* (2007a) foi demonstrado claramente que, dos três modelos propostos para o sismo de 1755, o mais provável é o que corresponde à fonte localizada no Banco de Gorringe (Grandin *et al.*, 2007b) (fig. 7).

O outro sismo que se destaca nessa zona é o que ocorreu em 28 de Fevereiro de 1969, pelas 02 h 42 min, sentido em toda a península Ibérica, Ilhas Canárias e numa larga

extensão de Marrocos. O seu epicentro, determinado pela USGS, localiza-se a cerca de 180 km a sudoeste do Cabo de S. Vicente, na planície da Ferradura (*PF*) e a sua magnitude é de 8,0 (figs. 5, 6 e 7). Para além dos efeitos directos, este sismo provocou um tsunami, que atingiu uma amplitude máxima de cerca de 1m (Carrilho, 2005), e foi registado nas estações maregráficas de Portugal Continental, Açores, Espanha e Marrocos. Apesar da elevada magnitude, o sismo de 1969 não afectou de forma sensível o território Nacional em virtude do grande afastamento em relação à zona epicentral. Cálculos da intensidade sísmica realizados por Grandin *et al.* (2007b), usando vários modelos de fonte para este evento, mostram que o modelo de fonte que melhor reproduz a distribuição das intensidades sísmicas observadas, corresponde a uma ruptura que se propaga unilateralmente de SW para NE, com velocidade 2.5 km/s sobre um pano de falha com comprimento = 82.5 km, largura = 35 km, com o topo à profundidade de 8 km, e horizontalmente inclinada de um ângulo 49.5°; foi estimado um momento sísmico de $M_0 = 6.0 \times 10^{22}$ N.m ($M_w = 7.8$).

Passados 38 anos, no dia 12 de Fevereiro de 2007, pelas 10h 35min, a Planície da Ferradura produziu um sismo de magnitude moderada ($M_w = 6.1$), que foi sentido em Portugal Continental, especialmente no Algarve, sul de Espanha e oeste de Marrocos (fig. 5). E, no dia 17 de Dezembro de 2009, à 01h 28min, ocorreu outro evento ($M_w = 6.0$) naquela zona, mas desta vez com epicentro mais próximo do território continental, a cerca de 100 km a oeste-sudoeste do Cabo S. Vicente. Em ambos os sismos não houve danos a registar, pois a intensidade máxima sentida foi V (escala de Mercalli modificada) em algumas regiões do Algarve (fig. 5).

Margem sul de Portugal

Na faixa que se estende a SE do Cabo de S. Vicente até próximo do estreito de Gibraltar emerge uma grande concentração de eventos, onde começa a ser possível distinguirem-se alinhamentos. Destacam-se nesta área os sismos de 15 de Março de 1964 ($M = 6.2$) e o de 14 de Junho de 1972 ($M = 5.2$) (fig. 5).

3.2. Mecanismos Focais

Tendo presente a grande importância que o conhecimento da fonte sísmica desempenha na caracterização do movimento das falhas sismogénicas e sua relevância para a elaboração de um modelo sismotectónico que permita compreender a geodinâmica da região, assistimos, nos últimos anos, tal como para o sector ocidental analisado na secção 2.2, a um crescente número de estudos feitos neste domínio sobre esta região. Não tem sido um trabalho fácil face às características da sismicidade existente (fraca a moderada, como atrás se mostrou) e

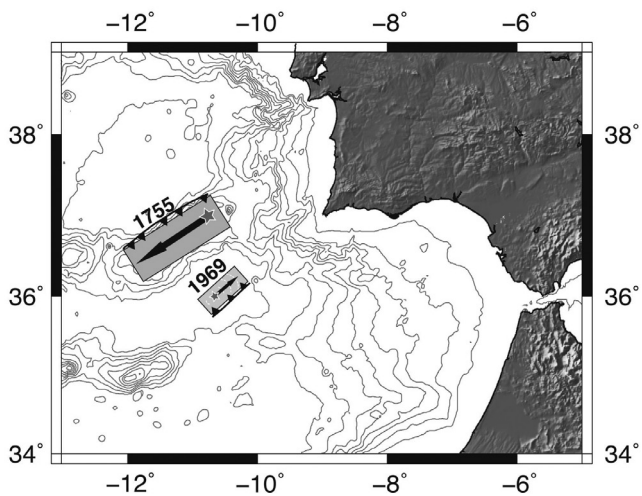


Figura 7. Modelos de rupturas dos sismos de 1 de Novembro 1755 ($M \sim 8.5$) e de 28 de Fevereiro de 1969 ($M_s = 8.1$) propostos por Grandin *et al.* (2007a). A directividade da ruptura está indicada pela seta.

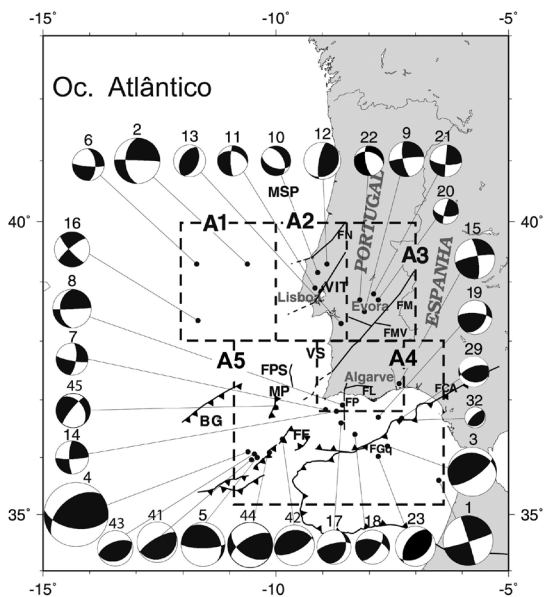


Figura 8. Mecanismos focais em Portugal Continental e margem atlântica listados na tabela 4.

à deficiente cobertura da rede sismográfica. A introdução de redes sísmicas locais de carácter temporário traduziu-se na obtenção de maior número de dados, e assim baixar o limiar de magnitude a partir do qual é possível calcular o mecanismo focal, resultando daí uma melhor caracterização dessas zonas. Dessas redes destacam-se a transfrontier (Instituto de Meteorologia) constituída por 7 estações com sensores de curto período, que esteve em actividade na região do Algarve entre 1996 e 2003; a rede da Universidade de Évora, composta por quatro estações com sismómetros de curto período, em actividade na região de Évora entre 1998 e 2000; a rede do projecto «Tomografia sísmica da Litosfera Continental Algarvia» composta por 30 estações de curto período que se manteve em operação durante todo o ano de 2006 no Algarve e Baixo Alentejo. São exemplos da utilização deste tipo de dados os trabalhos desenvolvidos por Bezzeghoud *et al.* (2000) e Carrilho *et al.* (2004) – rede transfrontier; Borges (2003) – rede de Évora.

No estudo do mecanismo dos sismos desta região destacam-se as contribuições de Buforn *et al.* (1988a), Moreira (1985), Moreira (1991), Fonseca & Long (1991), Borges (1991), Borges (1996), Borges *et al.* (2001), Borges (2003), Stich *et al.* (2003), Carrilho (2005), Stich *et al.* (2005), Grandin *et al.* (2007b). Com base nos mecanismos calculados nesses trabalhos em associação com outros indicadores de tensão de natureza geofísica e geológica, foi possível fazerem-se estimativas com maior detalhe dos campos de tensão e deformação a que está sujeito o território continental e regiões adjacentes.

Na sua globalidade, a distribuição dos mecanismos focais calculados para os sismos ocorridos em Portugal continental e margem atlântica adjacente, mostra uma grande heterogeneidade. Nas Figuras 8 e 9 podem ver-se representados 45 mecanismos focais cujos parâmetros estão listados na tabela 4. As soluções, apresentadas nesta lista, correspondem a sismos ($1.9 \leq M \leq 8.0$) ocorridos no período 1960-2009. Toda a informação correspondente a estes sismos, em particular as soluções focais, foi compilada a partir dos artigos referidos na própria tabela. Esta compilação permitiu analisar o conjunto de mecanismos focais e daí estabelecer um mecanismo focal padrão para toda a zona examinada. Um olhar geral sobre as figs. 8 e 9 mostra que predominam os mecanismos do tipo desligamento-horizontal, inverso, ou oblíquo. Uma análise detalhada permite distinguir e caracterizar 5 sub-regiões (fig. 8): margem oeste portuguesa – A1; Lisboa e vale do Tejo – A2; Évora e limítrofe – A3; faixa algarvia – A4 e zona de fronteira inter-placas - A5.

A margem oeste portuguesa – A1

A margem oeste portuguesa apresenta poucos mecanismos mas todos em movimento de desligamento-horizontal (fig. 8, A1); os eventos 2 e 6 apresentam planos na direcção N-S e E-O e o 16 apresenta planos orientados na direcção NO-SE e NE-SO. Os primeiros poderão estar associados ao prolongamento da falha da Nazaré e o segundo poderá estar associado ao prolongamento da falha do Vale Inferior do Tejo. De acordo com

esta hipótese, para os eventos 2 e 6 a movimentação seria no sentido direito na direcção E-O e o mecanismo 16 resultaria de uma movimentação igualmente no sentido dextral, mas na direcção NE-SO. Segundo Roque *et al.* (2009) a morfologia da área submersa apresentada pelo «Tore Seamount» e pelas cristas Egas Moniz, que se conectam com o Promontório da Estremadura, é controlada por falhas inversas e retrocavalgamentos de direcção E-O, mostrando evidências de actividade durante o Pliocénico-Pleistocénico tardio (fig. 5).

Lisboa e Vale do Tejo – A2

A norte de Lisboa e do rio Tejo, próximo da costa, existem dois eventos (10 e 11) com mecanismos de falha normal; a sul (evento 13, próximo do Vale do Sado) e a norte destes eventos (evento 12) foram calculados mecanismos de falha inversa com planos orientados na direcção NNE-SSO (fig. 8, A2). Apesar destes últimos eventos parecerem estar associados a falhas cartografadas e assinaladas na carta neotectónica (Cabral & Ribeiro, 1988) – o evento 11 poderá estar associado a um conjunto de falhas de orientação NNE-SSO e o evento 13 ao prolongamento para norte da Falha Deixa-o-Resto (Ribeiro *et al.*, 1996) – esta relação não deve ser encarada de forma categórica devido às imprecisões nas localizações.

Região de Évora e limítrofe – A3

Os sismos 9, 20 e 21 localizam-se próximo da cidade de Évora e apresentam todos eles movimentação do tipo desligamento-horizontal com planos orientados na direcção N-S e E-O (fig. 8, A3). Apesar de se identificar um alinhamento de epicentros da direcção N-S, concordante com um dos planos dos mecanismos (Borges *et al.*, 2001), não existem falhas conhecidas com a orientação dos planos dos mecanismos. O evento (22), foi gerado em falha normal oblíqua com orientação NO-SE, ou seja paralela à compressão horizontal máxima, contrariamente aos mecanismos da região que são do tipo desligamento-horizontal. Uma possível explicação para este facto poderá ser a proximidade deste evento à Bacia do Baixo Tejo-Sado. Os reajustes da crosta, em profundidade, relacionados com os fenómenos de subsidência desta bacia poderão estar na origem deste sismo.

A faixa algarvia – A4

A região sul de Portugal e a sua margem costeira imediata é dominada por mecanismos do tipo desligamento-horizontal (eventos 7, 8, 14, 15, 24 a 28, 30, 31, 33, 34, 37 a 40) com planos orientados nas direcções N-S e E-O. As excepções são os eventos 35 e 36, que são do tipo inverso (figs. 8, A4 e 9). Apesar da fraca magnitude da maior parte dos eventos ($1.9 \leq M \leq 3.7$), os seus mecanismos podem ser considerados representativos da tendência geral da direcção de compressão máxima regional (NO-SE) no Algarve porque, pri-

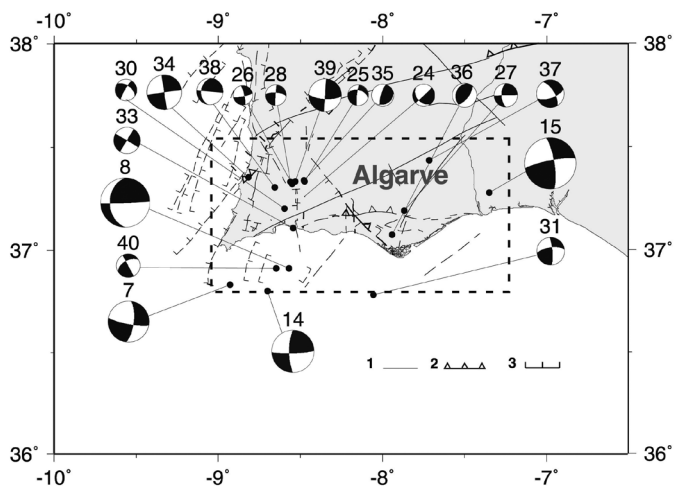


Figura 9. Detalhe da faixa algarvia representada na figura 8 (A4). Os parâmetros dos mecanismos focais são listados na tabela 4. 1 – lineamentos geológicos, 2 – Falhas Normais, 3 – Falhas Inversas.. As falhas activas são tiradas de Cabral & Ribeiro (1988).

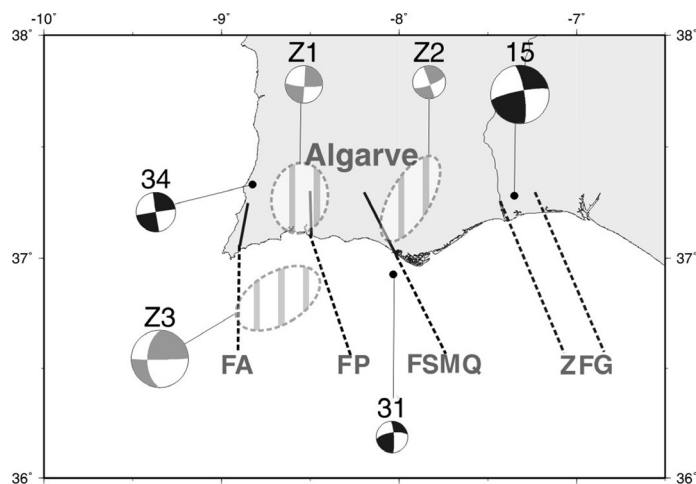


Figura 10. Modelo sismotectónico para a bacia do Algarve formado por falhas de deslizamento-horizonta, mecanismos focais (15, 31 e 34) e tensores momentos totais (Z1, Z2 e Z3) discutidos no texto. Os parâmetros dos tensores momentos totais estão listados na tabela 5. FA – Falha de Aljezur; FP – Falha de Portimão; FSMQ – Falha São Marcos-Quarteira; ZFG – Zona de falha de Guadiana.

meiro, um número de eventos (17) que têm a mesma tendência é significativo; segundo, estes eventos de fraca magnitude têm uma tendência semelhante aos eventos 7, 8, 14 e 15 de magnitude superior ($4.3 \leq M \leq 5.0$) que se encontram na vizinhança; e terceiro a distribuição espacial destes eventos abrange a quase totalidade do Algarve (fig. 9). Este resultado confirma o modelo tectónico para a Bacia Algarvia proposto por Terrinha (1998) e corroborado por Borges *et al.* (2001), com os mecanismos focais da zona. De forma a verificar o modelo foram introduzidas todas as soluções focais de sismos disponíveis para a faixa do Algarve. Estes eventos foram agrupados por zonas utilizando o critério de proximidade, tal como mostrado na figura 10. A tabela 5 mostra a listagem dos sismos associados às zonas Z1, Z2 e Z3. O agrupamento referido permitiu calcular o tensor momento total de cada zona Z1, Z2 e Z3. Este tensor foi separado numa componente duplo Par de Forças (PF) e numa outra do tipo Par de Forças Linearmente Compensado (PFLC) (Dziewonski e Woodhouse, 1983; Buforn *et al.*, 2004). A figura 10, para além dos tensores momento total (Z1, Z2 e Z3), representa ainda as soluções focais individuais dos eventos 15, 31 e 34, de três locais diferentes desta zona e que apresentam movimentos de desligamento-horizontal. Estes resultados mostram, sem ambiguidade, que toda a faixa Algarvia está sujeita a movimentos de desligamento-horizontal.

Neste modelo, composto por quatro falhas de desligamento-horizontal com orientação entre N-S a NNO-SSE, inclui-se a hipotética falha do Guadiana, à qual, segundo Terrinha (1998), deverá estar associado o evento de Huelva (evento 15) de 20 de Dezembro de 1989 e não ao prolongamento para oriente da falha de Loulé como fora proposto por Mezcua & Rueda (1997). Ao prolongamento oceânico desta falha poderá também estar relacionado o evento 1 (fig. 8). Os restantes eventos (7, 8, e 14) seriam também explicados através do modelo acima descrito. Esta interpretação pode ainda ser reforçada pelo facto de na margem algarvia as falhas possuírem uma orientação aproximada N-S. Neste contexto podemos considerar que os mecanismos da faixa algarvia e respectiva margem são consequência de desligamentos horizontais esquerdos desenvolvidos em falhas orientadas numa direcção aproximada N-S.

A zona inter-placas - A5

Mais a sul, já próximo da fronteira de placas Eurásia - Nubia, existe um conjunto de sismos (3, 4, 5, 17, 18, 19, 23, 29, 32, 41, 43 e 44) que apresentam uma notável homogeneidade ao nível dos mecanismos focais (fig. 8, A5). Todos eles são mecanismos inversos com uma fraca componente de desligamento-horizontal. Estes eventos poderão estar associados ao conjunto de falhas com orientação média E-O que resultam da colisão entre as placas Euro-asiática e Nubia (figs. 1 e 5).

4. Implicações sismotectónicas e geodinâmica ao longo da fronteira de placas tectónicas dos Açores até à Argélia

Ao longo do limite entre as placas Eurásia-Núbia, no troço que se estende desde as ilhas dos Açores até o Estreito de Gibraltar e região Ibero-Magrebina, distinguem-se diferentes características tectónicas. Da interacção entre a Ibéria e a África resulta uma região complexa situada na parte ocidental do limite entre as placas Eurásia e África. A região estudada corresponde à transição de uma fronteira oceânica (entre os Açores e o Banco Gorringe), até um limite continental onde Ibéria e África colidem. O limite de placas é muito bem delimitado na parte oceânica, a partir das ilhas dos Açores ao longo da zona de fractura Açores-Gibraltar até aproximadamente 12° W (oeste do Estreito de Gibraltar). De 12° W a 3.5° E, incluindo a região Ibero-Magrebina e estendendo-se até a parte ocidental da Argélia, a fronteira é mais difusa e forma uma ampla área de deformação (Udias *et al.*, 1976; Buforn *et al.*, 1988a, b; Argus *et al.*, 1989; DeMets *et al.*, 1990; Moreira, 1985; Morel & Meghraoui, 1996; Ribeiro *et al.*, 1996; Bezzeghoud *et al.*, 1995; Lammali *et al.*, 1997; Bezzeghoud & Borges, 2003; Buforn *et al.*, 2004; Borges *et al.*, 2007).

As características da sismicidade observada na região, sugere a divisão da parte ocidental do limite Eurásia-Núbia, a partir da Crista Médio-Atlântica - a oeste, até Argel - a leste, em seis zonas: zona I (de 30° W a 27° W, Junção Tripla a Ilha Terceira), zona II (de 27° W a 23° W), zona III (de 23° W a 11° W, Falha da Glória), zona IV (de 11° W a 6° W, Banco de Gorringe a Cádiz), zona V (de 6° W a 1° W, Béticas, Cordilheiras do Rif e Mar do Alborão) e VI (de 1° W a 3.5° E, noroeste da Argélia e Montanhas do Tell). Vamos examinar as diferentes características das seis zonas a partir da análise da variabilidade da sismicidade e mecanismos focais (figs. 1, 11 e 12).

4.1. Tensor Momento Sísmico (TMS)

Como se compreende, a classificação do mecanismo focal médio para uma região, salvo raras excepções, é difícil de estabelecer, já que a generalidade dos eventos apresenta componentes mistas. Para contornar o problema para esta região recorreu-se ao cálculo do tensor momento sísmico total para a área, definido como a soma dos tensores momento sísmico das soluções individuais (Buforn *et al.*, 2004; Borges *et al.*, 2007):

$$M_{ij}^{total} = \sum_{k=1}^N M_0^k m_{ij}^k, \quad (1)$$

onde N é o número de sismos, M_0 o momento escalar de cada evento e m_{ij} as componentes do tensor momento sísmico (TMS). Sismos de grande magnitude, com elevados valores de M_0 , são os que regulam a estimativa do TMS total. O TMS total foi separado em componente

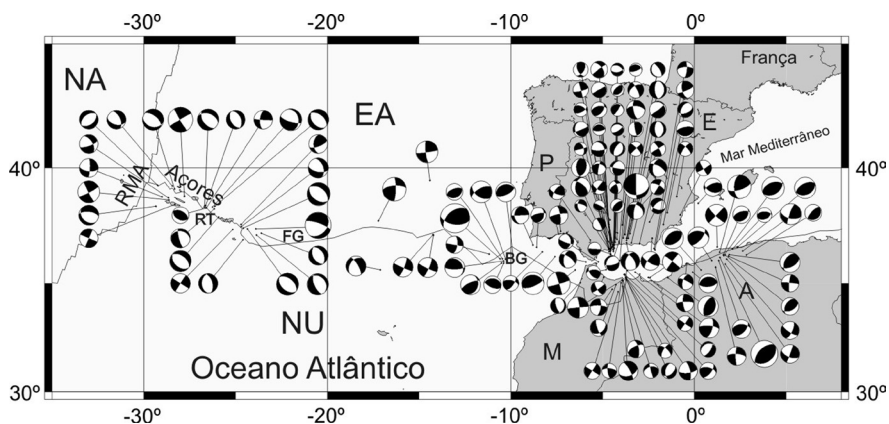


Figura 11. Mecanismos focais, na parte oeste do limite das placas Eurásia-Núbia, para sismos superficiais ($h < 40$ km) e $m_b \geq 5.0$, antes de 1975 e $m_b \geq 4.0$ depois de 1975, para sismos intermédios ($40 < h < 150$ km) e profundos ($h > 600$ km). O tamanho dos círculos é proporcional à magnitude. Os parâmetros focais são listados na tabela 6. P = Portugal; S = Espanha; M = Marrocos; A = Argélia. RMA = Rift Médio Atlântico, RT = Rift da Terceira, FG = Falha da Gloria, BG = Banco de Gorringe, NU = placa Núbia, EA = placa Eurásia e NA = placa Norte América.

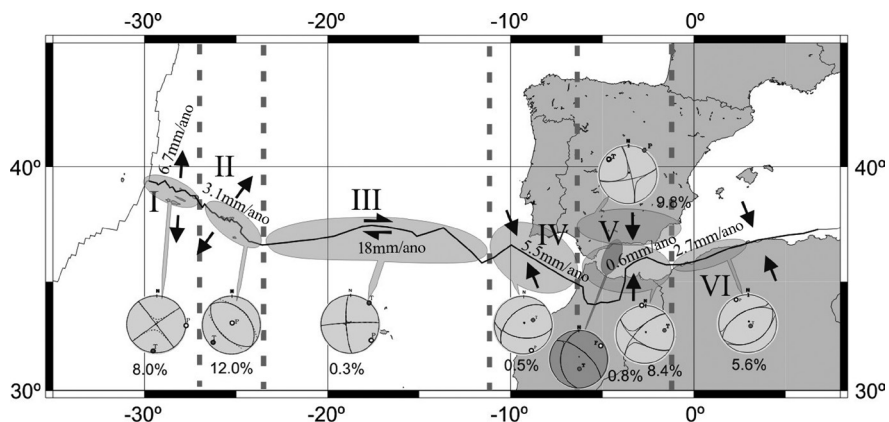


Figura 12. Modelo sismotectónico geral mostrando os tensores momento sísmico total na parte oeste do limite das placas Eurásia-Núbia, para sismos superficiais (cinzento) e intermédios (cinzento obscuro) distribuídos nas 6 zonas estudadas e discutidas no texto (de I a VI). A percentagem da componente Duplo Par de Forças para cada zona é indicado por baixo de cada Tensor momento total. Os valores da taxa de velocidade de deformação obtidos a partir da deformação sísmica dos eventos superficiais estão colocados ao longo da fronteira de placas. As setas pretas representam os eixos T (Açores) e P (Falha de Glória, Golfo de Cádiz, Alborão, Argélia) deduzidos a partir dos tensores momentos sísmicos totais.

«duplo par» (DP) e «não duplo par» (NDP) (Dziewonski & Woodhouse, 1983). Todos os valores NDP obtidos neste estudo são inferiores a 15%, e indicam que, para estas regiões, o TMS total obtido pode ser considerado para representar o regime de tensão.

A partir das soluções da Tabela 6 para o período 1939-2009 e tendo em conta a equação (1), foram calculadas as componentes M_{ij} para as seis zonas que lhe correspondem os mecanismos representados na Figura 11.

Região dos Açores (Zonas I e II)

Na Zona I, o TMS total obtido por Borges *et al.* (2007) corresponde a um mecanismo do tipo desligamento com eixos de compressão horizontal e tracção orientados, respectivamente, nas direcções E-W e N-S e uma componente NDP de 8% (fig. 12). Para a Zona II, o TMS total (Borges, *et al.*, 2007) corresponde a um movimento normal com eixos de tensão (T) orientados segundo NE-SW (orientação normal ao Eixo da Terceira), e uma componente NDP de 12% (fig. 12). A reduzida percentagem de afastamento de ambos os tensores em relação à solução DP valida a representatividade dos mecanismos de cada zona, evidenciando claramente a diferença de mecanismo de fracturação e, eventualmente, de regime de tensão. Assiste-se, pois, a uma rotação da direcção de compressão máxima e compressão da Zona I para a Zona II facto que está em clara concordância com os resultados obtidos por Lourenço *et al.* (1998) relativamente às características morfológicas do fundo oceânico.

Região central (Zona III)

Na região central (zona III) a sismicidade apresenta um alinhamento na direcção EW ao longo da fronteira entre as placas tectónicas Eurásia-Núbia (fig. 11). O TMS total, controlado pelos sismos de 1939 ($M_s = 7.9$), 1941 ($M_s = 8.4$) e 1975 ($M_s = 7.9$), mostra um movimento de desligamento horizontal direito e uma componente NDP de 0.3% (fig. 12).

Região Ibero-Magrebina (Zonas IV, V e VI)

Para a região do Golfo de Cádiz (Zona IV) que corresponde a toda a margem atlântica delimitada pelas costas Algarvia e NW marroquina, e o estreito de Gibraltar, o TMS obtido por Buforn *et al.* (2004) corresponde a um movimento inverso (fig. 12). Este resultado está fortemente condicionado pela solução do sismo de 1969, que, durante o período considerado, foi o evento que determinou o momento sísmico de toda esta região. Resultado semelhante foi obtido na zona VI (NW de Argélia), em relação ao sismo de El Asnam de 1 de Outubro de 1980; o TMS total relativo aos sismos da região evidencia um movimento inverso devido fundamentalmente a este sismo (Lammali *et al.*, 1997; Buforn *et al.*, 2004) (fig. 12). Uma pequena componente NDP (0,5% e 5,6%, respectivamente) confirma que as soluções obtidas para ambas as regiões (IV e VI) são muito semelhantes e que os grandes sismos controlam o regime de tensão nas zonas IV e VI (fig. 12).

A fim de obter resultados coerentes para a zona V, foi necessário subdividir a região em duas partes, uma correspondente às Béticas e outra ao mar de Alborão e norte de Marrocos (Buforn *et al.*, 2004) (fig. 12). Para as Béticas, o regime de tensão corresponde a um movimento de tipo desligamento horizontal com uma componente inversa e um eixo de pressão (P) quase horizontal de direcção NS (fig. 12). Para Alborão e Marrocos, o TMS total mostra um movimento de desligamento com uma pequena componente normal e um eixo de tensão (T) horizontal orientado NE-SW. O valor da componente NDP é 8,4% e 9,8% para, respectivamente, a zona Béticas-Alborão e Marrocos (fig. 12).

Assim, nas três zonas (IV, V e VI), existe uma orientação comum em relação ao eixo de pressão horizontal de direcção entre NS a NW-SE. O eixo de tensão é quase vertical nas áreas IV e VI, e próximo da horizontal em V com orientação EW para NE-SW (fig. 12).

Um estudo semelhante foi realizado para os eventos de profundidade intermédia (fig. 12) por Buforn *et al.* (2004). A solução obtida para o TMS total mostra um plano de forte declive orientado NW-SE e um plano próximo da horizontal. O eixo P é horizontal dirigido para NE e o eixo T é quase vertical, com uma pequena inclinação para SE (fig. 12). O valor da componente NDP (0,8%) indica que o regime de tensão resultante dos mecanismos focais dos eventos intermédios é bastante uniforme e pode ser representado pela solução mostrada na fig. 12.

Por existirem apenas quatro sismos, todos muito profundos com mecanismos focais similares, e um com magnitude dominante (1954), o TMS total não foi estimado. Neste caso, o TMS total é controlado pelo sismo de maior magnitude, $M = 7.0$, sendo pouco significativa a influência dos outros três sismos com $M < 5.0$ (Buforn *et al.*, 2004).

4.2. Deformação sísmica

Tomando como ponto de partida a sismicidade e os mecanismos focais, foi calculada a taxa de deformação sísmica para cada uma das Zonas (I-VI). Para esse fim foram seleccionados os sismos de magnitude $M_s \geq 4.0$ que tiveram lugar na região durante o período compreendido entre 1923 e 2009. A taxa de deformação sísmica foi estimada a partir da expressão (2) (Lammali *et al.*, 1997; Buforn *et al.*, 2004; Borges *et al.*, 2007):

$$\dot{\Delta u} = \frac{\sum M_o^i}{\mu LWT}, \quad (2)$$

onde M_o é o momento sísmico escalar do sismo, μ coeficiente de rigidez do meio, LW é a área da Falha e T o período a que respeitam os dados. Relativamente aos sismos para os

quais não existe informação directa sobre o momento sísmico escalar utilizou-se uma fórmula de conversão M_s para M_0 adequada à região em estudo (Borges, 2003, Buforn *et al.*, 2004, Borges *et al.*, 2007).

Região dos Açores (Zonas I e II)

A sismicidade na zona I distribui-se segundo a direcção ENE-WSW, e na zona II segundo a direcção NW-SE. Os mecanismos dos sismos localizados na região I mostram movimentos de desligamento horizontal esquerdo com extensão horizontal de direcção entre NS a NNE-SSW e de compressão horizontal na direcção EW, enquanto para a Zona II observamos um movimento normal com eixos de tensão orientados segundo NE-SW. Esta diferença no campo das tensões, para as regiões I e II, está também presente nas velocidades relativas entre placas, estimadas a partir dos dados sísmicos: mais rápido na Zona I, 6.7 mm/ano, face a 3.1 mm/ano na Zona II; o que corresponde na Zona II, a um movimento em extensão horizontal de 2.3 mm/ano na direcção N46°E (Tab. 7, fig. 12).

A taxa de expansão média para toda a região (Zonas I e II) é 4.2 mm/ano, igual ao valor (~4,2 mm/ano) obtido a partir de dados de GPS (Fernandes, 2004; McClusky *et al.*, 2003), e similar aos ~4,5 mm/ano fornecidos pelo modelo NUVEL-1A (DeMets *et al.*, 1990). Constatou-se uma diferença entre a direcção de extensão dada pelos mecanismos focais (de N53E e N46E nas Zonas I e II, respectivamente) e a que se obtém a partir do modelo NUVEL-1A (N71°E) (fig. 12).

Região Central (Zona III)

Para a região central, obtemos uma velocidade de deslizamento de 1,8 mm/ano (Borges, 2003) com um movimento de desligamento horizontal direito (Tab. 7, fig. 12). Este valor é inferior aos 3,39 mm/ano, obtidos por Buforn *et al.* (1988), provavelmente devido ao menor período de tempo considerado naquele trabalho, e ao facto de incluir o elevado momento sísmico escalar do sismo ocorrido no dia 8 de Maio de 1939 ($M_0 = 1.6 \times 10^{19}$ Nm) nesta região. Esse valor também é menor do que 2,3 mm/ano dado pelo modelo NUVEL-1A (DeMets *et al.*, 1990).

Região Ibero-Magrebina (Zonas IV, V e VI)

Para a região Ibero-Magrebina, a taxa de deformação sísmica apresenta valores de 5,5 mm/ano e 2,7 mm/ano para as zonas IV e VI e 0,6 mm/ano para a zona V (Tab. 7, fig. 12). Comparámos estes resultados com os previstos pelos modelos NUVEL-1A (movimento da África relativo à Eurásia) (DeMets *et al.*, 1990) e DEOSK2 (Fernandes, 2004) (Tab. 7). Estes valores foram estimados nos seguintes pontos: 36,25° N, -8,5° W, 37,0° N, -2,5° W e 36,25° N, 1,25° para as Zonas IV, V e VI, respectivamente. Para a Zona IV, valores semelhantes foram obtidos neste estudo e através de NUVEL-1A e DEOSK2 (Tab. 7), cerca de 5 mm/ano

em cada caso. Para a área V o valor 2.7 mm/ano é, aproximadamente, 50% do obtido com NUVEL-1^a e DEOSK2. Mas a maior diferença ocorre na área V, onde a velocidade prevista pelos modelos é muito semelhante (5,2 mm/ano e 5,4 mm/ano, respectivamente), enquanto a estimada por Bufoin *et al.* (2004) dá apenas 0,6 mm/ano, ou seja, apenas cerca de 10% do valores modelados (Tab. 7). Isso pode indicar que apenas uma pequena fracção da deformação foi libertada durante o século XX.

5. Discussão

Na região dos Açores, em particular na Zona I, a relação entre a taxa de deformação e o movimento relativo entre placas é difícil de estabelecer, já que nesta região ocorre essencialmente movimentação do tipo desligamento. Se considerarmos a hipótese de que a Zona I representa uma extensa área de deformação confinada pelas placas EA e NU, na qual o movimento relativo entre estas placas é acomodado por rotação de blocos – segundo o modelo de McKenzie & Jackson (1986) – então poderemos concluir que na Zona I a deformação corresponde a uma extensão na direcção N53°E (direcção inferida a partir do TMS da região) (fig. 12).

A parte mais ocidental (Falha de Gloria, FG) da região central, por apresentar uma sismicidade muito escassa é considerada como uma lacuna sísmica. A partir da longitude 18° W é possível identificar dois alinhamentos de sismos: o primeiro, na direcção EW, é uma extensão da FG e corresponde ao limite de placas, o segundo, orientado NW-SE (figs. 11 e 12), corresponde a uma fractura que começa perto do FG e atinge a costa marroquina na zona de Agadir. Estes dois alinhamentos, juntamente com a actividade sísmica associada à Cordilheira do Atlas, podem definir os limites de uma sub-placa triangular (Bufoin *et al.*, 1988).

No Golfo de Cádiz e Argélia (zonas IV e VI) a fronteira entre as placas Eurásia-África corresponde a uma estreita faixa bem definida pela sismicidade, onde os terramotos de grande escala ($M > 7$) ocorrem associados a um movimento de compressão horizontal de direcção NS a NNW-SSE, devido à convergência da Eurásia e África (fig. 12). Na região do Golfo de Cádiz (zona IV), a ocorrência de sismos, associados a um movimento inverso de direcção NNW-SSE, tais como os de 1969 ($M = 8.0$), de 2007 ($M = 5.9$) e de 2009 ($M = 6.0$) já referidos na secção 3, não corroboram o movimento transcorrente-compressivo (transpressivo), sugerido recentemente por Zitellini *et al.* (2009). Os sismos de profundidade intermédia na zona IV distribuem-se ao longo de uma estreita faixa, inferior a 20 km de largura, orientada na direcção EW e que se alarga à medida que avançamos para o Estreito de Gibraltar. Estes sismos também podem ser associados com o processo de convergência das placas Eurásia-África. Nestas zonas (IV e VI), o material é relativamente rígido e as tensões são libertadas por sismos de maior magnitude.

Na zona V, o limite das placas é mais difuso e corresponde a uma área mais ampla que inclui as Béticas, o mar de Alborão e o Rif. É difícil, neste caso, identificar uma estrutura discreta que corresponda à fronteira de placas. Nesta área, a região encontra-se mais fragmentada, com um grande número de pequenas falhas e, conseqüentemente, as tensões são libertadas por sismos frequentes, pequenos a moderados. Como consequência, o limite de placa não está bem definido na zona V e corresponde a uma ampla área em que a deformação se manifesta pela ocorrência contínua de pequenos sismos e, apenas ocasionalmente, por alguns eventos de magnitude moderada. No entanto, como é mostrado pela sismicidade histórica há evidências de no passado terem ocorrido também grandes eventos nesta área. A falta de grandes terramotos no período 1900-1999 e os baixos valores da velocidade de deslizamento calculados nesta região, podem ser devidos a um período anómalo de quietude sísmica ao longo do século passado. No século XIX, pelo menos, dois sismos (1829 e 1884) tiveram lugar no sul da Espanha com magnitude superior a 6.0. Para esta região, o período seleccionado (1900-1999) não representa adequadamente a longa história sísmica da região. O regime de tensões obtido a partir dos mecanismos focais dos eventos superficiais é compatível com a convergência horizontal de direcção NS a NW-SE entre as placas Eurásia e África. No entanto, na região das Béticas-Alborão existe também uma extensão horizontal de direcção aproximadamente EW.

A existência de uma actividade sísmica de profundidade intermedia (60 a 150 km) na zona oriental do Estreito de Gibraltar, que se estende numa banda vertical e estreita de 50 km de largura na direcção NS pode ser explicada pela existência de um bloco sismogénico no manto superior com dimensões aproximadas de 200 km de comprimento, 150 km de profundidade e 50 km de largura. A partir dos mecanismos focais é deduzido um regime de tensões, no interior desse bloco, que corresponde a uma tensão tractiva quase vertical mergulhando para SE. Diferentes modelos tectónicos têm sido propostos para esta região, que sugerem algum tipo de processo de subducção, colapso com extensão do espessamento da litosfera continental, estiramento litosférico continental, «back-arc» causada por reversão de subducção, adelgamento convectivo (Houseman, 1996) ou de subducção com ruptura de um bloco de material (Bufoin *et al.*, 2004). Alguns destes modelos, tais como o estiramento litosférico continental, não são compatíveis com a presença dos sismos de profundidade intermédia e seus mecanismos focais. Os resultados aqui apresentados são consistentes com o modelo apresentado por Bufoin *et al.* (1997) de uma laje oceânica (*oceanic slab*) quase vertical, de direcção NS, guiada por forças extensivas EW e NW-SE presentes no mar de Alborão, sofrendo estiramento vertical, possivelmente puxada para baixo através de processos de instabilidade gravítica.

A presença de sismos muito profundos (650 km) no sul de Espanha sublinha ainda mais a complexidade da região V. Os seus mecanismos focais correspondem a pressão e tensão com eixos EW e mergulho aproximadamente de 45°. A relação entre esta sismicidade pro-

funda com a intermédia não está clara, mas os resultados dos mecanismos focais e estudos tomográficos sugerem diferentes origens para ambos. Os sismos intermédios podem estar relacionados com processos de subducção mais recente, e a sismicidade profunda com processos de subducção mais antiga, ou seja, processos actuais associados a estruturas herdadas.

Finalmente, há que ter em conta que outros tipos de deformação originada por processos assísmicos (dobramentos, espessamento, deformação plástica ou processos lentos de deslizamento) poderão ocorrer, e contudo não foram considerados, o que significa que a taxa de deformação poderá estar subestimada. Por outro lado, o catálogo sísmico que está na origem dos cálculos aqui apresentados poderá não ser suficientemente alargado para ter em conta os eventos de período de recorrência elevado. Pelos argumentos aduzidos, não é expectável que a deformação estimada a partir das observações geodésicas coincida com a que se obteve a partir dos dados de natureza sísmológica.

Agradecimentos

O presente trabalho foi financiado pelos projectos: FCT/Seismolitos/2009, NEFITAG/PTDC/CTE.GIX/102245/2008 e Topo-Med/TOPOEUROPE/0001/2007. Agradecemos ao Pedro Terrinha (LNEG, Portugal) pelos seus valiosos comentários e sugestões.

Tabela 1. Eventos Históricos e Instrumentais mais sentidos na Região Açores (Nunes & Ribeiro, 2001).
Io = Intensidade máxima.

<i>Data</i> (dia/mês/ano)	<i>Latitude</i>	<i>Longitude</i>	<i>Io (MM)</i>	<i>Magnitude</i>	<i>Localização</i>
22/10/1522	37.7°N	25.4°W	X	-	S. Miguel
24/05/1614	-	-	IX	-	Terceira
09/07/1757	38.6°N	28.0°W	XI?	-	S. Jorge
21/01/1837	-	-	IX?	-	Graciosa
15/06/1841	-	-	IX	-	Terceira
31/08/1926	38.5°N	28.6°W	X	-	Faial
08/05/1939	37.0°N	24.5°W	VII	7.0-7.1	S. Maria
26/06/1952	37.7°N	25.3°W	VII	-	S. Miguel
26/06/1952	38.7°N	28.2°W	VIII	5.5 mb	S. Miguel
13/05/1958	38.6°N	28.8°W	VIII/IX	-	Faial
21/02/1964	38.7°N	28.2°W	VIII	5.5 mb	S. Jorge
01/01/1980	38.8°N	27.8°W	VIII/IX	7.2 Ms	Terceira
09/07/1998	38.7°N	28.5°W	VIII/IX	6.2 Mw	Faial

Tabela 2. Parâmetros dos mecanismos focais dos Açores. CMT = Tensor momento do centroide (Harvard);
BUFa= Buforn *et al.*, 1988a; BOR= Borges *et al.*, 2007.
As magnitudes referenciadas por, w e s indicam, respectivamente, Mw e Ms.

<i>Nº</i>	<i>Data</i> (d/m/ano)	<i>Lat</i> (°N)	<i>Lon</i> (°E)	<i>Prof</i> (km)	<i>M</i>	<i>Mo</i> ($\times 10^{17}$ Nm)	<i>Strike</i>	<i>Dip</i>	<i>Rake</i>	<i>REF.</i>
1	20/01/1993	38.39	-29.34	15	5.4w	1.20	132	33	-59	CMT
2	11/12/1973	38.74	-28.67	15	5.0w	0.34	329	58	-20	BUFa
3	09/07/1998	38.65	-28.63	7	6.0w	14	153	85	6	BOR
4	23/11/1973	38.46	-28.31	15	5.1s	2.0	23	90	-179	BUFa
5	01/01/1980	38.81	-27.78	7	6.8w	190	149	85	-2	BOR
6	28/06/1997	38.41	-26.64	15	5.1w	0.58	290	44	-114	CMT
8	20/04/1968	38.30	-26.60	15	4.6w	0.09	117	42	89	BUFa
7	06/09/1964	38.30	-26.60	15	5.1w	0.54	185	62	3	BUFa
9	27/06/1997	38.33	-26.68	7	5.8w	7.0	290	44	-114	BOR
10	21/11/1988	38.34	-26.27	15	5.9w	7.10	345	29	-37	CMT
11	27/06/1997	38.26	-26.16	15	5.2w	0.62	284	27	-147	CMT
12	02/12/1981	38.38	-26.13	15	5.6w	3.20	141	42	-80	CMT
13	21/01/1989	37.92	-25.92	15	5.7w	3.40	131	41	-87	CMT

Nº	Data (d/m/ano)	Lat (°N)	Lon (°E)	Prof (km)	M	Mo ($\times 10^{17}$ Nm)	Strike	Dip	Rake	REF.
14	16/10/1988	37.38	-25.16	15	5.3w	0.89	303	90	180	CMT
15	05/07/1966	37.60	-24.70	18	5.0w	0.41	180	48	30	BUFa
16	04/07/1966	37.50	-24.70	10	5.5w	1.90	341	49	-42	BUFa
17	08/05/1939	37.40	-23.90	15	7.1s	199	41	35	-154	BUFa
18	09/03/1996	37.13	-23.85	15	5.7w	3.80	319	28	-106	CMT
19	09/12/1991	37.22	-23.61	15	5.2w	0.82	330	45	-90	CMT
20	09/09/1984	36.93	-24.60	12	5.3w	0.95	178	37	-79	CMT
21	26/06/1989	39.11	-28.32	15	5.8w	5.40	105	32	-110	CMT
22	23/09/1989	39.27	-29.24	15	5.1w	0.44	233	45	-90	CMT
23	01/08/2000	38.79	-29.01	15	5.1w	0.51	97	62	-170	CMT
24	30/11/2002	39.25	-28.45	15	5.1w	0.52	106	45	-129	CMT
25	05/04/2007	37.45	-24.62	12	6.2w	41	129	44	-89	CMT
26	07/04/2007	37.40	-24.39	12	6.0w	11	133	44	-87	CMT

Tabela 3. Eventos Históricos e Instrumentais mais importantes ocorridos em Portugal Continental e sua margem oceânica.

Data	Latitude (°N)	Longitude (°W)	Magnitude	Localização
01/01/1344	38.9	8.8	6.0	Benavente
26/01/1531	38.9	9.0	7.1	Vila Franca de Xira
27/12/1722	37.2	7.6	7.8	Algarve
01/11/1755	37.0	10.5	8.5	SW Cabo S. Vicente
31/03/1761	36.0	10.5	7.5	SW Cabo S. Vicente
12/04/1777	36.0	10.0	7.0	SW Cabo S. Vicente
11/11/1858	38.2	9.0	7.2	Largo de Setubal
23/04/1909	38.9	8.8	7.6	Benavente
15/03/1964	36.1	7.8	6.2	SE Cabo S. Vicente
28/02/1969	35.9	10.8	7.5	SW Cabo S. Vicente
14/06/1972	36.6	8.5	5.2	SE Cabo S. Vicente
04/06/1987	38.5	8.0	3.8	Região de Évora
21/05/1997	42.8	7.3	5.6	Lugo – Espanha
31/07/1998	38.8	7.9	4.0	Região de Évora
30/04/1999	39.7	9.0	4.5	Vale do Tejo
29/12/2005	38.9	8.2	4.4	Região de Évora
12/02/2007	35.9	10.5	5.9	SW Cabo S. Vicente
17/12/2009	36.5	9.9	6.0	SW Cabo S. Vicente

Tabela 4. Soluções focais analisadas neste estudo. h = profundidade; ϕ , δ , λ representam, respectivamente, o azimute, a inclinação e o ângulo de deslizamento. BUFa: Bufo *et al.*, (1988a); BUFB: Bufo *et al.* (1988b); BORa: Borges (1991); BORb: Borges *et al.* (2001); BORc: Borges *et al.* (2002); MOR: Moreira (1991); RIB: Ribeiro *et al.* (1997); CARa: Carrilho *et al.* (2004); CARb: Carrilho (2005); GRD: Grandin *et al.*, 2007; BEZ: Bezzeghoud *et al.* (2000). IGN: Instituto Geográfico Nacional (Madrid); CMT: Centroid Moment Tensor (Harvard).

N.º	(dia/mês/ano)	Lat. (°N)	Lon. (°E)	H (km)	Mag.	ϕ°	δ°	λ°	Ref.
1	05-12-1960	35,6	-6,5	15	6,2 Ms	73	86	-178	BUFa
2	26-12-1962	39,3	-10,6	5	5,7 Ms	180	47	-3	BUFa
3	15-03-1964	36,2	-7,6	12	6,1 Ms	56	71	75	BUFa
4	28-02-1969	36,1	-10,6	22	8,0 Ms	231	47	54	BUFa
5	05-05-1969	36	-10,4	29	5,5 Ms	324	24	142	BUFa
6	13-11-1980	39,3	-11,7	15	4,0 ML	358	54	-11	BORb
7	25-09-1986	36,8	-8,9	-	4,3 ML	7	70	-10	MOR
8	20-10-1986	36,9	-8,6	37	4,8 ML	180	37	3	BUFB
9	04-06-1987	38,5	-8,1	99	4,4 ML	262	84	-162	MOR
10	05-08-1987	39,2	-9,1	10	3,7 ML	110	49	-119	BORa
11	22-05-1988	38,9	-9,2	20	3,8 ML	285	38	-160	RIB
12	08-04-1989	39,3	-8,9	12	4,6 ML	191	75	79	BORb
13	23-09-1989	38,3	-8,6	25	4,0 ML	21	46	82	BORb
14	02-11-1989	36,8	-8,7	40	4,5 ML	180	75	8	BORb
15	20-12-1989	37,3	-7,4	23	5,0 ML	351	77	10	IGN
16	26-05-1990	38,4	-11,7	68	4,6 ML	138	79	-12	BORa
17	16-02-1993	36,6	-8,6	26	4,3 ML	17	33	34	BORb
18	22-06-1993	36,4	-8,3	15	4,3 ML	36,7	61,5	40,4	BORb
19	24-09-1994	36,7	-7,8	52	4,3 ML	274	70	126	BORb
20	19-01-1997	38,7	-7,8	13	3,2 ML	100,7	58,8	165,2	BORb
21	31-07-1998	38,8	-7,9	5	4,0 ML	95	70	180	BORb
22	20-03-2002	38,7	-8,2	12,5	3,7 ML	284	41	-149	BORc
23	11-12-2002	36,02	-7,8	12	5,4 Mw	41	105	5	CMT
24	13-02-1999	37,261	-8.475	22	2,2 ML	46	88	-52	CARa
25	12-04-1999	37,334	-8.475	12	2,0 ML	186	81	-44	CARa
26	11-06-1999	37,322	-8.551	8	1,9 ML	347	79	-9	CARa
27	29-07-1999	37,191	-7.869	5	2,3 ML	178	61	-1	CARa
28	21-10-1999	37,332	-8,562	15	2,0 ML	184	87	-23	CARa
29	27-03-2000	36,67	-7.305	19	3,7 ML	250	64	72	CARa
30	18-04-2000	37,201	-8.597	11	2,1 ML	210	81	-36	CARa
31	26-04-2000	36,782	-8.056	27	2,7 ML	356	80	23	CARa
32	30-07-2000	36,646	-7.334	21	2,7 ML	226	70	84	CARa

N.º	(dia/mês/ano)	Lat. (°N)	Lon. (°E)	H (km)	Mag.	ϕ°	δ°	λ°	Ref.
33	23-04-1996	37,107	-8,544	12	2,6 ML	301	90	-179	BEZ
34	08-07-1996	37,354	-8,818	5	3,4 ML	81	90	179	BEZ
35	17-07-1996	37,339	-8,479	9	2,2 ML	196	78	74	BEZ
36	30-08-1996	37,074	-7,942	22	2,4 ML	39	65	102	BEZ
37	11-06-1997	37,437	-7,717	27	2,7 ML	71	65	-153	BEZ
38	05-07-1997	37,305	-8,656	18	2,6 ML	276	90	-125	BEZ
39	04-03-1998	37,334	-8,531	12	3,2 ML	93	72	179	BEZ
40	24-04-1998	36,911	-8,648	23	2,3 ML	332	90	36	BEZ
41	29-07-2003	35,9	-10,51	30	5,4	245	70	110	CARb
42	13-12-2004	36,29	-9,88	29	5,4	260	25	105	CARb
43	21-06-2006	36,1	-10,47	30	4,6	249	60	90	GRD
44	12-02-2007	36,08	-10,29	44	5,9	125	49	144	CMT
45	17-12-2009	36,52	-9,91	31	6,0	319	30	-163	HRV

Tabela 5. Soluções dos Tensores Momentos Totais (TMT) Z1, Z2 e Z3 representados na figura 10. % DPF : percentagem de Duplo Par de Forças.

N	M_o (Nm)	M_w	ϕ (°)	δ (°)	λ (°)	%DPF
	$M_o \times 10^{12}$					
25	1,00		186	81	-44	
26	0,32		347	79	-9	
28	1,00		184	87	-23	
30	1,40		210	81	-36	
35	2,00		196	78	74	
38	7,90		276	90	-125	
39	63,0		93	72	179	
Z1	70,0	3,2	4	89	-9	4,8
	$M_o \times 10^{12}$					
36	4,00		39	65	102	
37	11,0		71	65	-153	
27	2,80		178	61	-1	
Z2	13,0	2,8	340	89	-15	7,2
	$M_o \times 10^{15}$					
7	2,80		7	70	-10	
8	16,00		180	37	3	

N	M_0 (Nm)	M_w	ϕ (°)	δ (°)	λ (°)	%DPF
14	5,60		180	75	8	
40	0,0028		332	90	36	
Z3	22,00	4,9	89	88	143	0,95

Tabela 6. Parâmetros hipocentrais e dos mecanismos focais de sismos $M > 3.0$ para o período 1939-2009 na parte oeste do limite das placas Eurasiática e Nubia (Zones I-VI) representada na Figura 11. As referências encontram-se em Bezzeghoud & Buforn (1999); Borges *et al.* (2001); Buforn *et al.* (2004) and Borges *et al.* (2007).

<i>Data</i> (<i>día/mês/ano</i>)	<i>Lat.</i> (°N)	<i>Lon.</i> (°E)	<i>Depth</i> (km)	<i>M</i>	<i>Strike</i> (°)	<i>Dip</i> (°)	<i>Rake</i> (°)
08-05-1939	37.4	-23.9	15	7.1	41	35	-154
19-05-1951	37.58	-3.93	30	5.1	169	69	-35
21-03-1954	37	-3.7	640	7.0	179	88	-122
09-09-1954	36.28	1.57	10	6.5	253	61	104
10-09-1954	36.62	1.24	30	6.0	44	90	-8
23-08-1959	35.51	-3.23	20	5.5	276	70	153
05-12-1960	35.6	-6.5	15	6.2	73	86	-178
15-03-1964	36.2	-7.6	12	6.1	276	24	117
06-09-1964	38.3	-26.6	15	5.1	185	62	3
04-07-1966	37.5	-24.7	10	5.5	341	49	-42
05-07-1966	37.6	-24.7	18	5.0	180	48	30
13-07-1967	35.5	-0.1	5	5.1	260	30	87
13-02-1968	36.48	-4.56	91	4.3	334	10	5
17-04-1968	35.24	-3.73	22	5.0	83	70	-162
20-04-1968	38.3	-26.6	15	4.6	117	42	89
30-10-1968	35.28	-3.76	5	4.6	286	55	145
28-02-1969	36.1	-10.6	22	8.0	231	47	54
05-05-1969	36	-10.4	29	5.5	324	24	142
07-04-1970	34.87	-3.9	5	4.8	244	64	151
18-04-1972	36.3	-11.2	15	4.7	8	65	-2
22-11-1972	36.02	-4.07	5	4.4	234	50	-15
30-01-1973	36.9	-3.7	660	4.8	191	74	-56
29-04-1973	34.63	-4.17	10	4.5	212	90	1
23-11-1973	38.46	-28.31	15	5.1	23	90	-179
11-12-1973	38.74	-28.67	15	5.0	329	58	-20
13-06-1974	36.87	-4.12	60	4.1	78	72	-69
14-07-1974	35.58	-3.68	5	4.3	305	90	180
07-08-1975	36.41	-4.59	105	5.2	186	42	138
06-06-1977	37.6	-1.7	10	4.2	208	45	-121

<i>Data</i> (<i>día/mês/ano</i>)	<i>Lat.</i> (°N)	<i>Lon.</i> (°E)	<i>Depth</i> (<i>km</i>)	<i>M</i>	<i>Strike</i> (°)	<i>Dip</i> (°)	<i>Rake</i> (°)
15-07-1977	35.17	-3.73	13	4.0	211	70	-25
24-02-1979	34.93	-4.28	5	4.3	51	40	-23
20-03-1979	37.16	-3.79	5	4.1	316	78	-179
21-04-1979	35.03	-4	5	4.0	173	71	148
01-05-1979	36.95	-5.42	24	4.0	249	35	-24
14-05-1979	37.7	-2.46	5	4.2	107	49	-40
20-06-1979	37.2	-3.5	60	4.5	52	87	-102
25-10-1979	38.01	-0.77	20	4.3	59	81	-7
22-12-1979	37.06	-4.34	40	4.0	210	64	-86
01-01-1980	38.81	-27.78	7	6.8	149	85	-2
10-02-1980	35.29	-4.94	5	4.0	55	85	-18
22-06-1980	35.96	-5.93	30	4.7	304	66	-135
22-06-1980	35.96	-5.23	81	4.7	304	76	-135
10-10-1980	36.16	1.39	5	7.3	225	54	83
10-10-1980	36.24	1.59	10	6.1	58	43	81
13-10-1980	36.53	2.07	5	4.0	63	42	69
30-10-1980	36.26	1.68	5	4.8	210	46	64
08-11-1980	36.02	1.32	5	5.0	270	45	126
03-12-1980	36.92	-5.67	27	4.3	114	68	155
05-12-1980	35.87	1.68	5	5.0	112	61	-179
07-12-1980	36.02	0.94	5	5.8	277	40	140
15-01-1981	36.38	1.38	8	4.7	181	53	29
21-01-1981	36.85	-4.71	5	4.0	153	56	46
01-02-1981	36.27	1.9	11	5.5	210	43	64
14-02-1981	36.08	1.76	26	4.9	26	67	-18
05-03-1981	38.5	0.2	5	4.9	113	42	128
20-03-1981	35.13	-3.9	5	4.0	164	89	133
07-04-1981	35.12	-3.98	4	182	75	132	39
19-04-1981	35.89	-0.43	16	4.2	198	57	-16
02-12-1981	38.38	-26.13	15	5.6	141	42	-80
15-11-1982	35.73	1.15	7	5.0	274	70	-169
06-01-1983	36.49	-2.15	12	4.7	163	58	14
20-03-1983	36.55	-2.2	6	4.4	266	62	-18
24-11-1983	34.74	-4.49	40	4.6	272	74	-23
24-06-1984	36.8	-3.7	5	5.0	201	48	-46
09-09-1984	36.93	-24.6	12	5.3	178	37	-79
13-09-1984	37	-2.3	9	5.1	121	73	156
10-04-1985	38.43	-2.88	5	4.2	298	67	-3
03-05-1985	35.5	1.4	4.5	225	54	83	45
26-05-1985	37.8	-4.6	5	5.1	174	51	70

<i>Data</i> (<i>día/mês/ano</i>)	<i>Lat.</i> (°N)	<i>Lon.</i> (°E)	<i>Depth</i> (km)	<i>M</i>	<i>Strike</i> (°)	<i>Dip</i> (°)	<i>Rake</i> (°)
13-05-1986	36.6	-4.48	90	4.3	87	74	-123
20-10-1986	36.7	-8.8	37	4.8	180	37	3
11-03-1987	37.8	-3.4	7	4.2	329	80	2
27-03-1987	36.79	-4.1	79	3.5	69	72	76
09-12-1987	35.4	-3.82	14	4.2	54	49	-58
30-05-1988	36.52	-4.63	80	3.6	75	88	35
05-10-1988	35.4	-3.8	11	4.2	248	26	-58
16-10-1988	37.38	-25.16	15	5.3	303	90	180
31-10-1988	36.44	2.63	13	5.7	103	55	167
21-11-1988	38.34	-26.27	15	5.9	345	29	-37
28-11-1988	36.3	-4.57	100	3.5	93	88	-85
05-12-1988	37.01	-3.88	5	4.0	169	82	73
12-12-1988	36.28	-4.57	95	4.5	232	87	146
21-01-1989	37.92	-25.92	15	5.7	131	41	-87
26-06-1989	39.11	-28.32	15	5.8	105	32	-110
19-07-1989	36.64	-4.43	95	3.0	296	79	94
23-09-1989	39.27	-29.24	15	5.1	233	45	-90
29-10-1989	36.61	2.33	31	5.8	242	55	87
20-12-1989	37.3	-7.3	23	5.0	351	77	10
06-02-1990	36.57	-4.53	68	3.4	270	23	96
09-02-1990	36.26	2.83	18	4.5	49	18	95
08-03-1990	37	-3.6	637	4.8	177	62	-91
13-04-1990	35.61	-4.82	89	3.9	263	53	45
02-05-1990	36.53	-4.55	95	4.2	36	49	57
07-11-1990	37	-3.68	2	4.0	165	16	-74
18-11-1990	36.41	-4.59	85	3.4	175	51	-30
15-06-1991	35.9	-10.4	6	4.8	273	30	73
14-08-1991	38.8	-0.96	4	4.1	314	72	-164
25-08-1991	36.82	-4.48	58	3.8	286	39	-173
09-12-1991	37.22	-23.61	15	5.2	330	45	-90
19-01-1992	36.21	1.86	4	4.7	277	85	-169
12-03-1992	35.27	-2.53	8	4.8	268	76	-161
14-03-1992	36.51	-4.43	64	3.6	118	14	-123
03-09-1992	36.48	-4.42	86	3.5	298	41	-61
20-01-1993	38.39	-29.34	15	5.4	132	33	-59
16-02-1993	36.6	-8.6	26	4.3	17	33	34
01-05-1993	35.29	-6.33	30	4.2	15	25	-60
23-05-1993	35.27	-2.42	6	5.4	308	86	4
22-06-1993	36.4	-8.3	15	4.3	37	62	40
31-07-1993	36.8	-3.43	663	4.4	177	60	-91

<i>Data</i> (<i>día/mês/ano</i>)	<i>Lat.</i> (°N)	<i>Lon.</i> (°E)	<i>Depth</i> (<i>km</i>)	<i>M</i>	<i>Strike</i> (°)	<i>Dip</i> (°)	<i>Rake</i> (°)
09-11-1993	36.42	-4.42	70	3.5	223	60	86
23-12-1993	36.77	-2.99	8	4.9	300	70	-130
01-01-1994	36.57	-4.37	68	3.5	60	71	-103
26-05-1994	35.14	-3.92	7	5.3	330	77	-45
26-05-1994	35.16	-3.92	8	5.7	355	79	2
18-08-1994	35.6	0.36	4	5.7	58	45	95
17-03-1995	36.82	-4.34	56	4.0	100	85	-56
18-11-1995	37.02	-4.32	52	3.6	238	59	154
28-11-1995	36.7	-4.38	68	3.5	35	84	76
09-03-1996	37.13	-23.85	15	5.7	319	28	-106
16-04-1996	37.61	-4.66	8	4.3	75	76	-179
22-06-1996	36.71	-4.45	68	3.9	120	58	172
27-12-1996	36.56	-4.65	59	3.8	60	60	49
18-03-1997	36.96	-4.23	56	3.7	43	34	87
27-06-1997	38.33	-26.68	7	5.8	143	51	-68
27-06-1997	38.26	-26.16	15	5.2	284	27	-147
28-06-1997	38.41	-26.64	15	5.1	335	44	-87
20-08-1997	36.4	-4.65	68	4.2	67	86	-63
09-07-1998	38.65	-28.63	7	6.0	153	85	6
02-02-1999	38.11	-1.49	5	4.8	260	67	89
22-12-1999	35.26	-1.45	6	5.6	25	31	92
01-08-2000	38.79	-29.01	15	5.1	97	62	-170
30-11-2002	39.25	-28.45	15	5.1	106	45	-129
29-07-2003	35.9	-10.51	30	5.4	245	70	110
13-12-2004	36.29	-9.88	29	5.4	260	25	105
21-06-2006	36.1	-10.47	30	4.6	249	60	90
12-02-2007	36.08	-10.29	44	5.9	125	49	144
05-04-2007	37.45	-24.62	12	6.2	129	44	-89
04-11-2007	37.4	-24.39	12	6	133	44	-87
17-12-2009	36.52	-9.91	31	6,0	319	30	-163

Tabela 7. Valores de deformação obtidos a partir de modelos cinemáticos e de sismicidade ao longo da parte oeste do limite das placas Eurasiática e Nubia representada na Figura 12. As referências BUF = Bufoin *et al.* 2004, BOR = Borges *et al.* (2007, 2008), BEZ = Bezzeghoud *et al.*, 2008, Nuvel 1-1 = DeMets *et al.*,1990, DEOSK2 = Fernandes (2004).

<i>Zonas</i>	<i>NUVEL 1-A (mm/ano)</i>	<i>DEOSK2 (mm/ano)</i>	<i>Taxa de deformação sísmica (mm/ano)</i>
I – Açores	4.5	4.2	6.7* (BOR/BEZ)
II – Açores			3.1* (BOR/BEZ)
III – Central	2.3	—	18 (BEZ)
IV – Gulf of Cadiz	4.3	5.0	5.5 (BUF)
V – Alborão	5.2	5.3	0.6 (BUF)
VI – Algeria	5.6	5.4	2.7 (BUF)
* A média das duas zonas é 4.2 mm/ano			

Referências

- ANDERSON, D. L., 2005. Scoring hotspots: The plume and plate paradigms, *in* Foulger, G. R., Natland, J. H., Presnall, D. C., & Anderson, D. L., eds., *Plates, plumes, and paradigms*: Geological Society of America Special Paper 388, p. 31–54, doi: 10.1130/2005.2388(04).
- ARGUS, D., GORDON, R., DEMETS, C. e STEIN, S., 1989. Closure of the Africa-Eurasia-North America plate motion circuit and tectonics of the Gloria fault. *J. Geophys. Res.* 94, 5585-5602.
- ASIMOW, P. D., DIXON, J. E. e LANGMUIR, C. H., 2004. A hydrous melting and fractionation model for mid-ocean ridge basalts: application to the Mid-Atlantic Ridge near the Azores. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 5 (1), Q01E16.
- BEZZEGHOUD, M. e BORGES, J. F., 2003. Mecanismos focais dos sismos em Portugal continental e margem adjacente. *Física de la Tierra, Sismicidade de la Península Ibérica*, Eds: E. Buforn y A. Udias, 15, 229-245.
- BEZZEGHOUD, M., BORGES, J. F., CALDEIRA, B., BUFORN, E. e UDIAS, A., 2008. Seismic activity in the Azores Region in the context of the western part of the Eurasia-Nubia plate boundary. In: *International seminar on seismic risk and rehabilitation on the 10th anniversary of the July 9 1998 Azores Earthquake*, Horta-Azores, 27–31.
- BEZZEGHOUD, M. e BUFORN, E., 1999. Source Parameters of the 1992 Melilla (Spain, Mw = 4.8), 1994 Alhoceima (Morocco, Mw = 5.8), and 1994 Mascara (Algeria, Mw = 5.7) Earthquakes and Seismotectonic Implications. *Bul. Seis. Soc. Am.*, 89, 2, 359-372.
- BEZZEGHOUD, M., DIMITROV, D., RUEGG, J. C. e LAMMALI, K., 1995. Faulting mechanism of the El Asnam (Algeria) 1954 and 1980 earthquakes from modelling of vertical movements. *Tectonophysics*, 249, 249-266.
- BEZZEGHOUD, M., FITAS, A., BORGES, J. F., CARRILHO, F. e SENOS, M. L., 2000. Seismicity, focal mechanisms and source parameters in south Portugal. 2ª assembleia Luso-Espanhola de Geodesia e Geofísica, Lagos, Portugal, 129-130.
- BORGES, J. F., 1991. Métodos automáticos na determinação de mecanismos focais. Relatório de Licenciatura, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa. pp. 93.
- , 1996. Mecanismos focais de sismos de Portugal continental e região Atlântica adjacente, Dissertação de mestrado apresentada à Universidade de Lisboa para a obtenção do grau de mestre em Ciências Geofísicas, especialidade Geofísica Interna.
- , 2003. Fonte sísmica em Portugal. Algumas implicações na Geodinâmica Açores-Gibraltar. Ph.D., University of Evora, Portugal, 307 pp.
- BORGES, J. F., BEZZEGHOUD, M., BUFORN, E., PRO, C. e FITAS, A. J. S., 2007. The 1980, 1997 and 1998 Azores earthquakes and its seismotectonic implications. *Tectonophysics*, 435, 37-54.
- BORGES, J. F., CALDEIRA, B., BEZZEGHOUD, M. e BUFORN, E., 2008. Seismicity and Seismotectonics of Azores: Geodynamic Implications, Ch. 6, 99-110, in a Oliveira C. S., Costa A. and J. C. Nunes (Eds.), *A Book on the 1998 Azores earthquake - 10 years after it's occurrence*, ISBN 978.989-20-1223-0, 741p.

- BORGES, J. F., FITAS, A. J. S., BEZZEGHOUD, M. e TEVES-COSTA, P., 2001. Seismotectonics of Portugal and its adjacent Atlantic area. *Tectonophysics*, 337, 373-387.
- BUFORN, E., BEZZEGHOUD, M., UDÍAS, A. e PRO, C., 2004. Seismic sources on the Iberia-African plate boundary and their tectonic implications. *Pure Appl. Geophys.* 161, 623-646.
- BUFORN, E., COCA, P., UDÍAS, A. e LASA, C., 1997. Source mechanism of intermediate and deep earthquakes in southern Spain. *J. Seism.* 1, 113-130.
- BUFORN, E., UDÍAS, A. e COLOMBÁS, M. A., 1988a. Seismicity, source mechanisms and seismotectonics of the Azores-Gibraltar plate boundary. *Tectonophysics*, 152, 89-118.
- BUFORN, E., UDÍAS, A. e MÉZCUA, J., 1988b. Seismicity and focal mechanisms in south Spain. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 78, 2008-2224.
- CABRAL, J. e RIBEIRO, A., 1988. Carta neotectónica de Portugal continental, escala 1:1,000,000. Dept. de Geol., Fac. Ciências, Univ. de Lisboa, Serv. Geol. de Portugal, GPSN.
- CALDEIRA, B., BEZZEGHOUD, M., BORGES, J. F., DORBATH, C., MATIAS, L., ROCHA, J. P., MADUREIRA, G., ARAÚJO, A., CORELA, C. e CARRILHO, F., 2007; Seismic Tomography of the Algarve Crust: Previous studies, Campaign and first data, actas do 5º Simpósio de Meteorologia e Geofísica da APMG, 5-8 Fevereiro de 2007, Peninche-Portugal, 76-80.
- CARRILHO, F., 2005. Estudo da sismicidade da zona sudoeste de Portugal continental, Tese de Mestrado, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, 160 p.
- CARRILHO, F., TEVES-COSTA, P., MORAIS, I., PAGARETE, J. e DIAS, R., 2004. Geoalgar Project – first results on seismicity and fault-plane solutions. *Pure and Applied Geophys.*, 161, 3, 589-606.
- DEMETTS, C., GORDON, R., ARGUS, A. e STEIN, A., 1990. Current plate motions. *Geophys. J. Int.* 101, 425-478.
- DZIEWONSKI, A. e WOODHOUSE, J., 1983. An experiment in systematic study of global seismicity: centroid moment tensor solutions. *J. Geophys. Res.* 84, 3247-3271.
- FERNANDES, R. M. S., 2004. Present-day kinematic at the Azores-Gibraltar plate boundary as derived from GPS observations. Ph.D. University Delft, 202 p.
- FONSECA, J. e LONG, R., 1991. Seismotectonics of Ibéria: a distributed Plate Margin, Seismotectonic and seismic risk of the Ibérico-Magrebien Region. Publ. IGN, Madrid, 8, pp 213-225.
- GRÁCIA, E., DAÑOBEITIA, J., VERGÉS, J. e BARTOLOMÉ, R., 2003a. Crustal architecture and tectonic evolution of the Gulf of Cadiz (SW Iberian margin) at the convergence of the Eurasian and African plates. *Tectonics* 22 (4), 19 p.
- GRÁCIA, E., DAÑOBEITIA, J., VERGÉS, J., CORDOBA, D., PARSIFAL Team, 2003b. Mapping active faults offshore Portugal (36°N–38°N): implications seismic hazard assessment along the southwest Iberian margin. *Geology* 31 (1), 83–86.
- GRANDIN, R., BORGES, J. F., BEZZEGHOUD, M., CALDEIRA, B. e CARRILHO, F., 2007a. Simulations of strong ground motion in SW Iberia for the 1969 February 28 ($M_s = 8.0$) and the 1755 November 1 ($M \sim 8.5$) earthquakes– I. Velocity model.
- GRANDIN, R., BORGES, J. F., BEZZEGHOUD, M., CALDEIRA, B. e CARRILHO, F., 2007b. Simulations of strong ground motion in SW Iberia for the 1969 February 28 ($M_S = 8.0$) and the 1755 Novem-

- ber 1 (M ~ 8.5) earthquakes – II. Strong ground motion simulations, *Geophys. J. Int.*, 171, 2, 807-822
- GRIMSON, N. L. e CHEN, W. P., 1986. The Azores-Gibraltar plate boundary: focal mechanisms, depths of earthquakes and their tectonic implications. *J. Geophys. Res.* 91, 2029-2047.
- GUTSCHER, M. A., MALOD, J., REHAULT, J. P., CONTRUCCI, I., KLINGELHOEFER, F., MENDES-VICTOR, L. e SPAKMAN, W., 2002. Evidence for active subduction beneath Gibraltar, *Geology*, 30, 1071-1074.
- HIRN, A., HAESSLER, J., HOANG TRONG, P., WITTLINGER, G. e MENDES VICTOR, L., 1980. Aftershock sequence of the January 1st, 1980 earthquake and present-day tectonics in the Azores. *Geophys. Res. Lett.* 7, 501-504.
- HOUSEMAN, G., 1996. From mountains to basin. *Nature* 379, 771-772
- JOHNSTON, A., 1996. Seismic moment assessment of earthquakes in stable continental regions – III. New Madrid 1811-1812, Charleston 1886 and Lisbon 1755, *Geophys. J. Int.* 126, 314-344.
- KRAUSE, D. C. e WATKINS, N. D., 1970. North Atlantic crustal genesis in the vicinity of the Azores. *Geophys. J.R. Astr. Soc.* 19, 261-283.
- LAMMALI, K., BEZZEGHOUD, M., OUSSADOU, F., DIMITROV, D. e BENHALLOU, H., 1997. Postseismic deformation at El Asnam (Algeria) in the seismotectonic context of northwestern Algeria. *Geophys. J. Int.*, 129, 597-612.
- LUÍS, J. F., MIRANDA, J. M., GALDEANO, A., PATRIAT, P., ROSSIGNOL, J. C. e MENDES VICTOR, L., 1994. The Azores triple junction since 10 Ma from an aeromagnetic survey of the Mid-Atlantic Ridge. *Earth Plan. Sci. Lett.* 125, 439-459.
- LOURENÇO, N., MIRANDA, J. M., LUÍS, J. F., RIBEIRO, A., MENDES VICTOR, L., MADEIRA, J. e NEEHDHAM, D., 1998. Morpho-tectonic analysis of the Azores Volcanic Plateau from a new bathymetric compilation of the area. *Marine Geophys. Res.* 20, 141-156.
- MADEIRA, J. e RIBEIRO, A., 1990. Geodynamics models for the Azores triple junction: a contribution from tectonics. In: G. Boillot and J.M. Fontboté (eds), *Alpine evolution of Iberia and its continental margins*. *Tectonophysics* 184, 405-415.
- MADUREIRA, P., MOREIRA, M., MATA, J., e ALLÈGRE, C. J., 2005. Primitive neon isotopes in Terceira Island (Azores archipelago). *Earth and Planetary Science Letters* 233, 429– 440
- MATIAS, L., DIAS, N. A., MORAIS, I., VALES, D., CARRILHO, F., MADEIRA, J., GASPAR, J., SENOS, L. e SILVEIRA, A., 2007. The 9th of July 1998 Faial Island (Azores, North Atlantic) seismic sequence. *Journal of Seismology*, 11(3), 275-298.
- MCKENZIE, D., 1972. Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 30, 109–185.
- MCKENZIE, D e J. A. JACKSON, 1986. A block model of distributed deformation by faulting, *J. Geol. Soc., London*, 143, 249-253.
- MEZCUA, J. e RUEDA, J., 1997. Seismological evidence for delamination process in the lithosphere under the Alboran Sea. *Geophys. J. Int.*, 1-8.

- MCCLUSKY, S., REILINGER, R., MAHMOUD, S., BEN SARI, D. e TEALEB, B., 2003. GPS constraints on Africa Nubia and Arabian plate motions. *Geophys. J. Int.* 1, 126–138.
- MIRANDA, J. M., MENDES VICTOR, L., SIMÕES, J. Z., LUÍS, J. F., MATÍAS, L., SHIMAMURA, H., SHIOBARA, H., NEMOTO, H., MOCHIZUKI, H., HIRN, A. e LEPINE, J. C., 1998. Tectonic setting of the Azores Plateau deduced from OBS survey. *Marine Geophys. Res.* 20, 171-182.
- MOREL, J. e MEGHRAOUI, M., 1996. Gorringe-Alboran-Tell tectonic zone: A transpressio system along the Africa-Eurasia plate boundary. *Geology* 24, 755-758.
- MOREIRA, V. S., 1985. Seismotectonics of Portugal and its adjacent area in the Atlantic. *Tectonophysics*, 117, 85-96.
- , 1991. Historical Seismicity and seismotectonics of the area situated between the Iberian Peninsula, Marrocco, Selvagens and Azores Islands. In: *Seismicity, Seismotectonic and Seismic Risk of the Ibero-Magrebien Region*, Pub. I.G.N., Madrid, 8, 213-225.
- MONTAGNER J. -P. e J. RITSEMA, 2001. Interactions between ridges and plumes, *Science* 294, 1472-1473.
- MONTELLI, R., NOLET, G., DAHLEN, F. A., MASTERS, G., ENGDAL, E. ROBERT, e HUNG, S. -H., 2004. Finite-frequency tomography reveals a variety of plumes in the mantle. *Science*. 303(5656):338-343.
- NUNES, J. C. e RIBEIRO, E., 2001. Caracterização da sismicidade instrumental dos Açores no período 1950–1980. *SISMICA*, Encontro Nacional de Sismologia e Engenharia Sísmica, Açores.
- NUNES, J. C., FORJAZ, V. H. e OLIVEIRA, C. S., 2004. *Catálogo Sísmico da Região dos Açores. Versão 1.0 (1850-1998)*. Universidade dos Açores (Ed.). Ponta Delgada. Edição CD-ROM. ISBN: 972-8612-17-6.
- RIBEIRO, A. R., CABRAL, J., BAPTISTA, R. e MATIAS, L., 1996. Tectonic stress pattern in Portugal Mainland and the adjacent Atlantic Region, *Tectonics*, 15, 641-659.
- ROCHA, J. P., BEZZEGHOUD, M., CALDEIRA, B., BORGES, J., DIAS, N., MATIAS, L. e DORBATH, C., 2009. A sismicidade Algarvia para o período de Janeiro - Junho 2006. IV Encontro de Pós-graduação em Ciências Físicas e da Terra da Universidade de Évora, Universidade de Évora, Évora (18-19 de Setembro de 2009), 17-18.
- ROQUE, C., TERRINHA, P., LOURENÇO, N., PINTO DE ABREU, M., 2009. Morphostructure of the Tore Seamount and evidences of recent tectonic activity (West Iberia Margin). 6º Simposio sobre el Margen Ibérico Atlántico MIA09, 1-5 de diciembre de 2009, Oviedo, 33-36
- SCHILLING, J. G., 1975. Azores mantle blob: rare earth evidence, *Earth Planet. Sci. Lett.* 25, 103-115.
- SEARLE, R., 1980. Tectonic pattern of the Azores spreading centre and triple junction. *Earth Plan. Sci. Lett.* 51, 415-434.
- SENOS, L. e CARRILHO, F., 2003. Sismicidade de Portugal Continental. *Física de la Tierra, Sismicidade de la Península Ibérica*, Eds: E. Buforn y A. Udias, vol. 15, 93-110.
- SILVEIRA, G., STUTZMAN, E., DAVAILLE, A., MONTAGNER, J. P., MENDES-VICTOR, L. e SEBAL, A., 2006. Azores hotspot signature in the upper mantle, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 156, 23-34.
- SOUSA, M. L., MARTINS, A. e OLIVEIRA, C. S., 1992, *Compilação de catálogos sísmicos da região Ibérica*. Relatório 36/92, NDA, Laboratório Nacional de Engenharia Civil, Lisboa.

- STICH, D., AMMON, C. J. e MORALES, J., 2003. Moment tensor solutions for small and moderate earthquakes in the Ibero-Maghreb region. *J. Geophys. Res.* 108, 2148.
- STICH, D., MANCILLA, F. e MORALES, J., 2005. Crust-mantle coupling in the Gulf of Cadiz (SW-Iberia). *Geophys. Res. Lett.*, 32, L13306.
- TERRINHA, P. A. G., 1998. Structural geology and tectonic evolution of the Algarve basin, South Portugal. *PhD thesis*, Royal School of Mines, Imperial College. London, 423 p.
- TERRINHA, P., MATIAS, L., VICENTE, J., DUARTE, J., LUÍS, J., PINHEIRO, L., LOURENCO, N., DIEZ, S., ROSAS, F., MAGALHAES, V., VALADARES, V., ZITELLINI, N., ROQUE, C., VICTOR, L. M. e MATESPRO Team, 2009. Morphotectonics and strain partitioning at the Iberia-Africa plate boundary from multibeam and seismic reflection data *Marine Geology*, Volume 267, Issues 3-4, 15 December 2009, Pages 156-174
- TERRINHA, P., PINHEIRO, L. M., HENRIET, J.-P., MATIAS, L., IVANOV, M. K., MONTEIRO, J. H., AKHMETZHANOV, A., VOLKONSKAYA, A., CUNHA, T., SHASKIN, P. e ROVERE, M., 2003. Tsunamigenic-seismogenic structures, neotectonics, sedimentary processes and slope instability on the southwest Portuguese Margin, *Mar. Geol.* 195, 55-73.
- TEVES-COSTA, P., BORGES, J. F., RIO, I., RIBEIRO, R. e MARREIROS, C., 1999. Source Parameters of Old Earthquakes: Semi-Automatic Digitalization of Analog Records and seismic moment Assessment. *Natural Hazards*, 19, 205-220.
- UDÍAS, A., 1980. Seismic stresses in the region Azores-Spain-Western Mediterranean. *Rock Mechanics* 9, 75-84.
- UDÍAS, A., LÓPEZ ARROYO, A. e MÉZCUA, J., 1976. Seismotectonics of the Azores-Alboran region. *Tectonophysics* 31, 259-289.
- VALES, D. L., MATÍAS, L., CARRILHO, F., MADEIRA, J., MORAIS, I., SENOS, L., 2001. Relocalização hipocentral e mecanismos focais da sequencia sísmica que se seguiu ao sismo do Faial em 1998. 2.º Simposium de Meteorología e Geofísica, pp. 56-63. APMG.
- ZHANG, Y. -S. e TANIMOTO, T., 1992. Ridges, hotspots and their interaction as observed in seismic velocity maps, *Nature* 355, 45-49.
- ZITELLINI, N., CHERICI, F., SARTORI, R. e TORELLI, I., 1999. The tectonic source of the 1755 Lisbon earthquake and tsunamis, *Annali di Geofísica*, 42, 1, 49-55.
- ZITELLINI, N., MENDES, L. A., CORDOBA, D., DANOBEITIA, J., NICOLICH, R., PELLIS, G., RIBEIRO, A., SARTORI, R., TORELLI, L., BARTOLOMÉ, R., BORTOLUZZI, G., CALAFATO, A., CARRILHO, F., CASONI, L., CHERICI, F., CORELA, C., CORREGGIARI, A., DELLA VEDOVA, B., GRÀCIA, E., JORNET, P., LANDUZZI, M., LIGI, M., MAGAGNOLI, A., MAROZZI, G., MATIAS, L., PENITENTI, D., RODRIGUEZ, P., ROVERE, M., TERRINHA, P., VIGLIOTTI, L. e ZAHINOS RUIZ, A., 2001. Source of 1755 Lisbon Earthquake and Tsunami Investigated. *Eos Trans. AGU*, 82, (26), 285, 290-291.
- ZITELLINI, N., GRÀCIA, E., MATIAS, L., TERRINHA, P., ABREU, M. A., DEALTERIIS, G., HENRIET, J. P., DANOBEITIA, J. J., MASSON, D. G., MULDER, T., RAMELLA, R., SOMOZA, L. e DIEZ, S., 2009. The quest for the Africa-Eurasia plate boundary west of the Strait of Gibraltar. *Earth and Planetary Science Letters* 280, 13-50.