

## ORGANIZAM | ORGANIZAN

Secção portuguesa das Uniões Internacionais Astronómica, Geodésica e Geofísica  
Centro de Geofísica de Évora  
Departamento de Física da Universidade de Évora

## COLABORAM | COLABORAN

Instituto Português do Mar e da Atmosfera (IPMA)  
Comisión Espanhola de Geodesia y Geofísica  
Instituto Geográfico Nacional

Resumos  
Resumens



Assembleia Hispano-Portuguesa de  
Geodesia y Geofísica

Assembleia Luso Espanhola de  
Geodesia e Geofísica

# Proceedings



Assembleia Luso Espanhola  
de Geodesia e Geofísica  
Asamblea Hispano-Portuguesa  
de Geodesia y Geofísica

# Processo de rotura do sismo $M_w$ 7.0 de 2006 em Moçambique inferido através de dados sísmicos e de SAR.

## *Seismic rupture process of the 2006 Mozambique Earthquake $M_w$ 7.0 inferred from seismic and SAR data*

Santos R. <sup>(1,2)</sup>, Caldeira B. <sup>(1)</sup>, Bezzeghoud M. <sup>(1)</sup> e Borges J. <sup>(1)</sup>

<sup>(1)</sup>Centro de Geofísica de Évora, R. Romão Ramalho, 59, Évora, [ruben.santos@hidrografico.pt](mailto:ruben.santos@hidrografico.pt)

<sup>(2)</sup>Instituto Hidrográfico, Divisão de Geologia Marinha, Rua das Trinas 49, Lisboa

### SUMMARY

*This work is about the rupture process of the 2006 earthquake in Mozambique inferred from different types of data (seismic and SAR). We used 38 body waves from tele-seismic stations, two SAR images acquired by ENVISAT satellite and the map of surface faulting along the Machaze fault (Fenton and Bommer, 2006), to study this earthquake.*

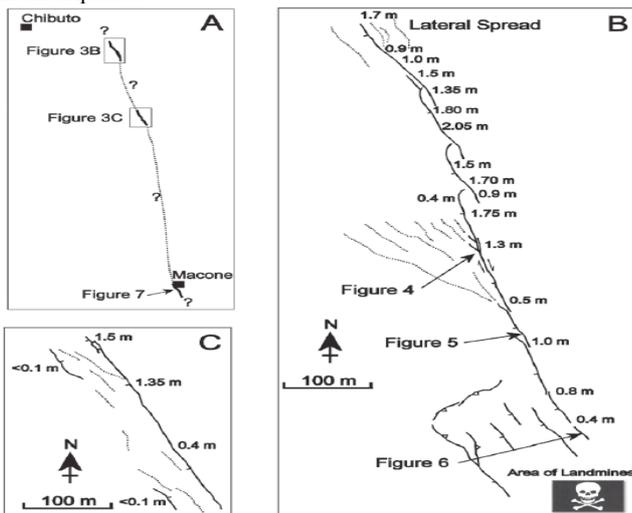
*The model of rupture was determined by the body waves inversion and were used this parameters: strike = 165°, dip = 76° and rake = -90°; The model showed good results for a fault plane with 40.6km long and 29 km wide.*

*The model of the displacement was obtained from the Okada equations and it revealed a displacement consistent with the maximum displacement of 86.8 cm observed in the interferogram and the vertical displacements measurements by Fenton and Bommer (2006).*

## 1. INTRODUÇÃO

O sismo que ocorreu a 22 de Fevereiro de 2006, pelas 22:19:07 UTC de  $M_w$  7.0 (United States Geological Survey - USGS) foi o de maior magnitude ocorrido naquela região de Moçambique. O epicentro deste sismo foi localizado pelo USGS na posição 21.259°S, 33.480°E, a uma profundidade de 12km. A rotura foi caracterizada do tipo normal e o seu azimute foi estimado em 170°. O plano de falha foi definido com uma inclinação de 70° (USGS) com a horizontal, com a face virada para oeste.

Neste sismo verificou-se uma rotura superficial (Figura 1) que pôde ser comprovada através da observação de campo realizada por Fenton e Bommer, (2006). Esse estudo permitiu observar e analisar a rotura da superfície ao longo de 15km (Figura 1), no entanto, devido a constrangimentos de tempo e à presença de minas os trabalhos de observação na parte sul da rotura foram interrompidos.



**Figura 1** – Mapa da rotura superficial ao longo da falha de Machaze; A – Localização dos locais visitados. Os segmentos da falha mapeados estão representados por linhas sólidas e a estimativa da localização da falha está representada por linha tracejada; B, C – Detalhe da rotura superficial. As anotações numéricas são as medições da separação vertical ao longo da rotura superficial (Fenton e Bommer, 2006). (Map of surface faulting along the Machaze fault. A – Location of field investigation sites. Mapped fault segments are shown in solid lines. Inferred fault location is marked by a dashed line. B, C – Detail of the surface rupture. Numerical annotations show the vertical separation across the fault rupture). (Fenton and Bommer, 2006).

A extensão da rotura na superfície foi estimada entre 30 a 40km e a duração do processo de rotura entre 8 a 10 segundos, o que é de admitir que a rotura se distribua sobre uma extensão de falha com cerca de 30 km (Fenton e Bommer, 2006).

Nas observações de campo foi concluído que a orientação da falha que originou esta rotura, denominada por falha de Machaze, segue um azimute entre 10° a 20°. Fenton e Bommer, (2006) não observaram desvios laterais significativos na topografia, o que sugere que o plano de falha seja extremamente inclinado e os deslocamentos medidos são compatíveis com movimento do tipo normal. Estas medições e observações permitiram concluir que o plano da falha se encontra inclinado para oeste, confirmando a informação veiculada pelo USGS.

A região afetada por este evento sísmico possui fracos recursos instrumentais geodésicos e sísmicos o que limitou a monitorização dos movimentos e deformação cossísmica *in situ*. Contudo, em alternativa, existem dados telessísmicos e SAR (Synthetic Aperture Radar) que permitem analisar os deslocamentos pré-sísmicos, cossísmicos e pós-sísmicos, na região. Raucoules et al. (2010) usaram os dados disponíveis do satélite Japanese Earth Resources Satellite (JERS), relativos ao período entre os anos 1993 e 1996 para determinar os deslocamentos pré-sísmicos, mas o estudo foi inconclusivo devido aos deslocamentos obtidos, para a região na proximidade da falha, serem inferiores à sensibilidade do sensor. Os deslocamentos cossísmicos foram determinados em diversos estudos (Hashimoto et al., 2007; Fialko, 2009; Raucoules et al., 2010 e Copley et al., 2012) através de dados SAR adquiridos pelo satélite ENVISAT. Nesses estudos foram observadas no mínimo 16 franjas, estimando-se deslocamentos cossísmicos da ordem dos 1.5m a 2.0m, na parte sul da rotura e 0.7m a 1.3m na secção norte. Esses valores de deslocamento são compatíveis com as medições de campo feitas por Fenton e Bommer (2006).

Os deslocamentos cossísmicos determinados através de dados SAR, juntamente com as medições realizadas *in situ* nas observações de campo e os dados telessísmicos permitiram determinar vários modelos de fonte que procuram explicar tanto a sua geometria e mecanismo global, como os pormenores cinemáticos da evolução da rotura. Yang e Chen (2008) usaram apenas dados telessísmicos para mostrar que a rotura terá ocorrido numa falha do tipo normal segundo a direção norte-sul, atingindo uma profundidade superior a 15km e com uma inclinação de 76° para oeste. Fialko (2009) determinou um modelo de rotura com base nas medições de campo, nos dados sísmicos e SAR. Os parâmetros obtidos para este modelo de rotura foram: a rotura propaga-se no sentido norte-sul segundo um azimute de 175°; a inclinação do plano da falha foi de 76°, para oeste; o rake médio

(deslizamento da falha) foi de  $-89^\circ$  e o hipocentro foi estimado ter ocorrido a 15km de profundidade. Nesse modelo foram usados dois planos de falha tendo ambos 27Km de comprimento e 20Km de largura. O valor obtido para o momento sísmico foi de  $3.5 \times 10^{19}$  N m.

Raucoules et al. (2010), também, definem dois planos de falha com azimutes de  $170^\circ$  e  $172^\circ$ , o comprimento de ambos foi de 20km, as larguras dos planos de falha foram de 9km e 11km e uma inclinação de  $70^\circ$  para ambos os planos, com um rake médio de  $-90^\circ$ .

Copley et al. (2012), obtiveram um modelo de rotura por inversão conjunta, dos dados medidos em campo, dados SAR e sísmicos. O modelo de rotura obtido, tal como nos descritos anteriormente, é composto por dois segmentos de falha com diferentes orientações, mas com a mesma inclinação de  $75^\circ$ . O deslocamento máximo que obtiveram concentrou-se entre as profundidades de 10Km a 15km no plano de falha que se encontra mais a sul. A base da rotura foi estimada para uma profundidade entre 20 a 25km. Nesse estudo foi ainda estimada a velocidade de rotura, na ordem de 2.2Km/s e 2.4km/s e a profundidade do centroide que se localizou a 13km.

Consideramos que o trabalho que aqui se apresenta é pertinente por nos permitir estudar uma rotura numa zona de divergência de placas, onde não é habitual a existência de sismos de magnitude tão elevada. Os resultados obtidos neste estudo quando comparados com os parâmetros já publicados (Tabela 1), mostram que os vários estudos conduzem a modelos com diferenças assinaláveis, embora todos consigam explicar os dados com um nível de qualidade equivalente. Mostramos que nem sempre uma maior sofisticação de modelo produz os melhores resultados. cremos que através dos vários ensaios experimentados contribuimos para uma melhor compreensão da fonte sísmica deste singular evento.

**Tabela 1 – Parâmetros geométricos do plano da falha (Geometrics Parameter of the fault plane)**

| Modelo                  | Strike      | Dip        | Rake        | $H_0$ (km) |
|-------------------------|-------------|------------|-------------|------------|
| Fialko (2009)           | $175^\circ$ | $76^\circ$ | $-89^\circ$ | 15         |
| Raucoules et al. (2010) | $171^\circ$ | $70^\circ$ | $-90^\circ$ | 11         |
| Copley et al. (2012)    | $180^\circ$ | $75^\circ$ | $-90^\circ$ | 13         |

## 2. Metodologia

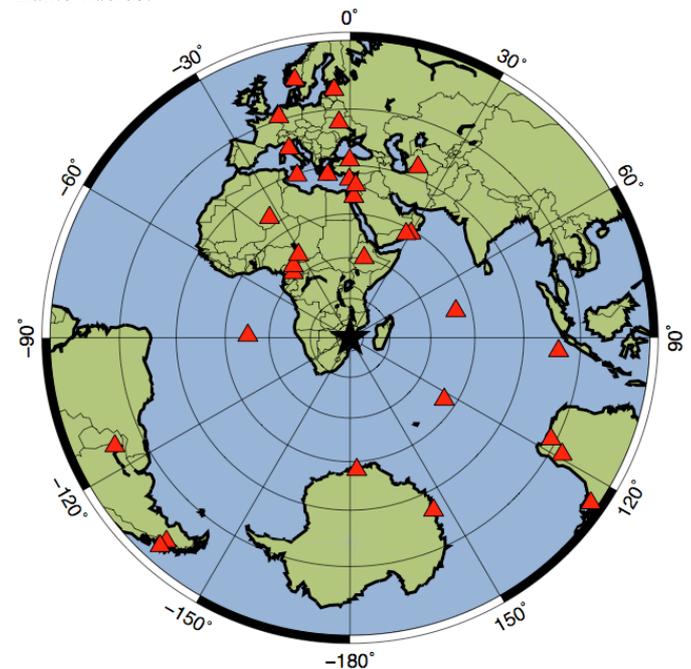
A metodologia utilizada neste trabalho consiste num cruzamento de diferentes técnicas e dados (Santos et al., 2013). A primeira fase compreende o processamento de um interferograma SAR que represente o campo de deslocamento superficial na região da fonte produzido pelo evento sísmico, a partir de um par de imagens SAR em bruto escolhidas. A segunda fase, é a modelação cinemática da rotura por inversão de ondas de volume com fixação de parâmetros obtidos por análise dos dados interferométricos. Nesta fase é obtido o modelo de distribuição espaço temporal dos deslizamentos sobre o plano da falha. A inversão é feita com formas de onda registadas num conjunto de estações de banda larga a distâncias telessísmicas, pelo método de Kikuchi e Kanamori, (1991). A partir do modelo de rotura obtido é feito o cálculo das 3 componentes (N, E, Z) do deslocamento para uma malha de pontos à superfície, usando as equações de Okada (Okada, 1992) mediante a aplicação do algoritmo EDCMP (Wang et al., 2003). Esse campo de deslocamento é depois projetado na direção do satélite que adquiriu as imagens SAR, e representado espacialmente na forma de interferograma (sintético). A fase seguinte consiste em comparar os interferogramas real e sintético, para estimar ajustes nos parâmetros geométricos, que são novamente fixados para nova inversão da forma de onda. O método é repetido iterativamente até se conseguirem bons ajustes entre os dados observados e correspondentes sintéticos, para as duas categorias de dados usadas: formas de onda sintéticas e interferogramas. Finalmente, para melhor validar o modelo de rotura assim obtido a) compararam-se os resultados da deformação calculada com as medições verticais (Fenton e Bommer, 2006) feitas ao longo da

rotura (Figura 1); b) calcularam-se os campos de deformação produzidos a partir de modelos publicados e compararam-se essas deformações com as produzidas por este modelo.

## 3. Dados

Os dados SAR foram escolhidos através da aplicação EOLI-SA tomando por critério o intervalo de tempo entre aquisições e a distância perpendicular entre passagens. Desta forma, foram selecionadas as imagens SAR para formar um par interferométrico com a menor base perpendicular e com o menor intervalo temporal entre aquisições. As imagens adquiridas pelo satélite ENVISAT a 6 de Junho de 2004 e a 7 de Maio de 2006 ( $B_\perp=198$ m) satisfazem esses dois critérios e por isso, foram usadas no processamento InSAR, através do software ROIPAC (Rosen et al., 2000). Neste trabalho foram considerados os parâmetros das órbitas precisas (DOR - DORIS) e os do comportamento do satélite.

Os dados sísmicos utilizados neste estudo consistiram num conjunto de 38 registos telessísmicos de ondas de volume registados em estações de banda larga (Figura 2), 30 ondas P e 8 ondas S. O critério de escolha destes dados foi garantirem uma boa cobertura azimutal da fonte a distâncias epicentrais entre  $30^\circ$  e  $90^\circ$ , para evitar dificuldades de interpretação relacionados com a propagação no manto superior e difrações produzidas na interface manto-núcleo.

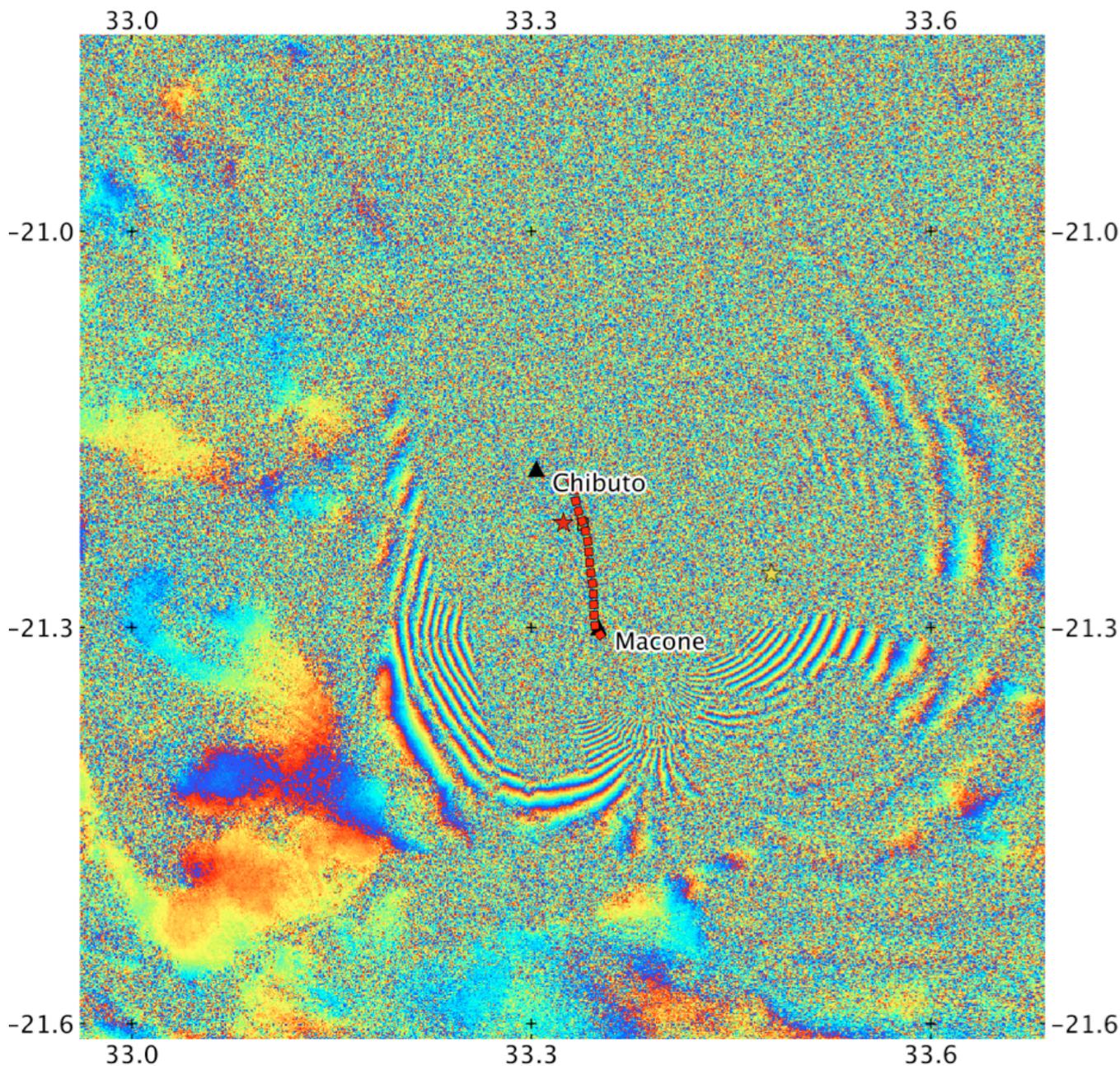


**Figura 2 – Localização das estações sísmicas - triângulos vermelhos e localização do epicentro deste sismo - estrela preta. (Locations of the seismic stations – red triangles and location of the epicenter of this earthquake)**

## 4. Deslocamentos na superfície terrestre

De uma forma geral constata-se no interferograma processado (Figura 3), através do programa ROIPAC (Rosen et al., 2000), uma fraca coerência entre as imagens numa parte significativa da região envolvente da rotura, principalmente nas partes mais a norte. Possivelmente, um dos factores que contribuiu para essa incoerência, foi a rotura superficial observada em Fenton e Bommer (2006). Outro fator que poderá ter tido influência na fraca coerência terá sido o elevado intervalo de tempo entre as aquisições das imagens (700 dias) e, a provável alteração da vegetação nesta região rural de Moçambique nesse período. Devido a essa incoerência não foi possível processar com nitidez as franjas em toda a extensão da área abrangida o que impediu desenrolar a fase interferométrica de forma a obter o valor absoluto dos

deslocamentos produzidos por este evento sísmico na região envolvente.



**Figura 3 – Interferograma com a localização da rotura (linha vermelha) da Figura 1a; A estrela vermelha é a localização do epicentro do NEIC e a estrela amarela é a localização do epicentro do USGS. (Interferogram with the location of the rupture (red line) of Figure 1a; The red star is the location of the NEIC epicenter and the yellow star is the location of the USGS epicenter)**

Contudo é possível estimar, de forma aproximada, a extensão da região abrangida pela deformação através da curvatura das franjas visíveis, que atingem um valor compreendido entre 45km e 65km. Daí conclui-se que a rotura tenha ocorrido numa falha de inferior dimensão localizada no interior dessa delimitação e orientada aproximadamente norte-sul, conforme sugere a geometria do padrão deformado. Esta informação foi relevante para definir o comprimento do plano de falha bem como a orientação para assim fixar parâmetros na modelação de rotura.

Uma análise mais pormenorizada ao interferograma revela pelo menos 19 franjas na parte sul da rotura (lado este da falha). É uma contagem que significa, atendendo a que metade do comprimento de onda do sensor ASAR do satélite ENVISAT é 2.8cm, um deslocamento superior a 44.8cm desse lado da falha, na direção da visada. No lado oeste da falha observam-se pelo menos 13 franjas, o que significa um deslocamento de 36.4cm na direção do sensor.

Na parte norte do interferograma não foi possível visualizar nenhuma franja, uma vez mais devido à falta de coerência, implicando uma falta de informação relativamente aos deslocamentos na superfície terrestre provocados pela rotura.

### 5. Modelo de Rotura

Para determinar o modelo de rotura através da inversão da forma de onda foram usados, inicialmente, os parâmetros geométricos do plano de falha, os da solução CMT que constam no site do USGS (strike=170° e dip=70°). A direção média do movimento das sub-falhas faz com a horizontal (rake), um ângulo de -90° (USGS), o que corresponde a um mecanismo normal. O hipocentro foi definido a uma profundidade de 11km, tendo como referência a informações consórcio IRIS. Estes parâmetros foram ajustados iterativamente, mediante a metodologia atrás

apresentada, até à otimização dos ajustes entre os dados observados e sintéticos.

Quanto à dimensão do plano de falha foi usado o comprimento medido no interferograma, 65km, no entanto, após ser calculado o modelo dos deslocamentos na superfície e comparado com o interferograma comprovou-se que a falha tinha sido sobredimensionada, por isso, foi necessário reduzir a dimensão do plano da falha até à obtenção de um valor considerado aceitável, que neste caso foi de 46.4km. Este plano foi subdividido em sub-falhas com uma dimensão de 5.8km por 5.8km, oito ao longo do comprimento, por cinco ao longo da largura. Quanto à largura do plano da falha chegou-se ao valor de 29km, pelo mesmo método iterativo. Nesta operação de otimização da dimensão do plano da falha, também se testou a orientação e a inclinação deste plano, tendo sido concluído que os melhores resultados eram obtidos para uma orientação de 165° e uma inclinação de 76°.

Finalmente no modelo da rotura obtido por inversão das formas de onda, observa-se uma aspereza próxima do hipocentro com uma dimensão aproximada de 15km por 13km, onde ocorreu o deslizamento máximo de 4.30m. Também é possível observar que os deslizamentos têm um mecanismo predominantemente normal, contudo com uma pequena componente lateral: direita nas zonas mais superficiais da falha e esquerda nas zonas mais profundas. Para esta inversão foi obtido um momento sísmico com o valor de  $3.9 \times 10^{19}$  Nm, a que corresponde a uma magnitude de  $M_w = 7.0$ , e um rake médio de  $-90.4^\circ$ . A variância de ajuste entre sismogramas (sintético e observado) foi de 0.31.

Após analisar o modelo de rotura concluiu-se conseguirem-se melhores ajustes nos interferogramas, considerado uma falha mais curta a sul. Assim o comprimento da falha foi diminuído, por eliminação das sub-falhas a sul, chegando-se a um comprimento do plano de falha de 40,6km.

Esta redução do comprimento do plano em 5.8km e a deslocação do hipocentro em 5.8km para sul, implicou também uma ligeira melhoria no ajustamento entre os sismogramas (variância 0.30). Os restantes parâmetros são bastante semelhantes aos descritos anteriormente.

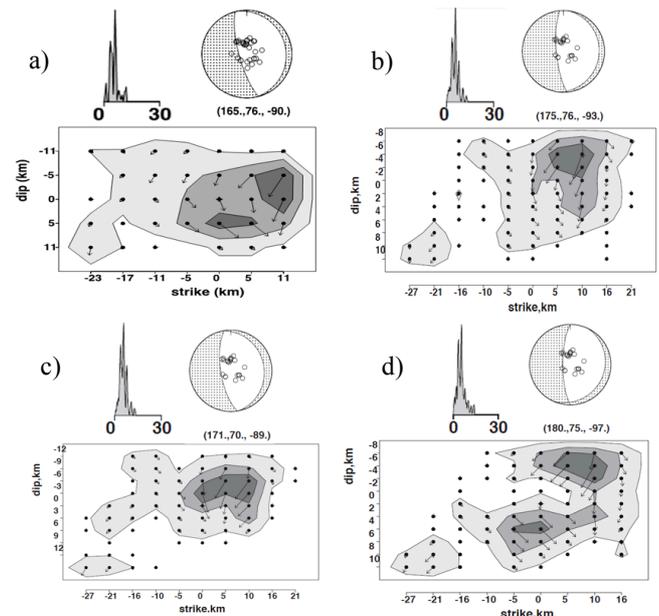
Com esta alteração o deslizamento máximo diminuiu ligeiramente para 4.06m e manteve-se junto ao hipocentro, onde está localizada a aspereza como se pode observar na Figura 4a. Podemos também observar na mesma figura que o núcleo da aspereza, onde ocorreram os maiores deslizamentos, possui uma extensão de 15km na direção da rotura (strike) e uma largura de aproximadamente 13km na direção da profundidade (dip). A tendência da direção dos deslizamentos manteve-se: uma forte componente normal e uma ligeira componente lateral esquerda e direita como no primeiro ensaio.

A função temporal da fonte revela um pico coincidente com o núcleo da aspereza no modelo de rotura com a duração de aproximadamente 10 segundos.

Os restantes modelos da anterior figura, foram obtidos com os parâmetros publicados (Tabela 1), onde é possível verificar que as funções temporal da fonte são semelhantes com a função temporal do modelo obtido neste estudo e todas representam uma rotura com duração inferior a 15 segundos.

O modelo de rotura B apresenta uma aspereza bastante superficial e próxima ao hipocentro, onde se observou um deslizamento máximo de 5.0m.

O modelo C apresenta uma aspereza na região do hipocentro, onde se observou um deslizamento máximo de 4.5m e no caso, do modelo D observou-se duas asperezas, uma próxima do hipocentro e outra superficial, onde ocorreu um deslizamento máximo de 4.3 m.



**Figura 4 – Função temporal da fonte; Mecanismo da rotura; Modelo de rotura: a) Modelo deste trabalho; b) Fialko, 2009; c) Raucoules et al. (2010); d) Copley et al., 2012; (Source time function; mechanism of the rupture; Model of the rupture: a) Model of this work; b) Fialko, 2009; c) Raucoules et al. (2010); d) Copley et al., 2012)**

O momento sísmico obtido para os modelos B, C e D foi de  $4.1 \times 10^{19}$  Nm,  $3.7 \times 10^{19}$  Nm e  $4.1 \times 10^{19}$  Nm, respectivamente.

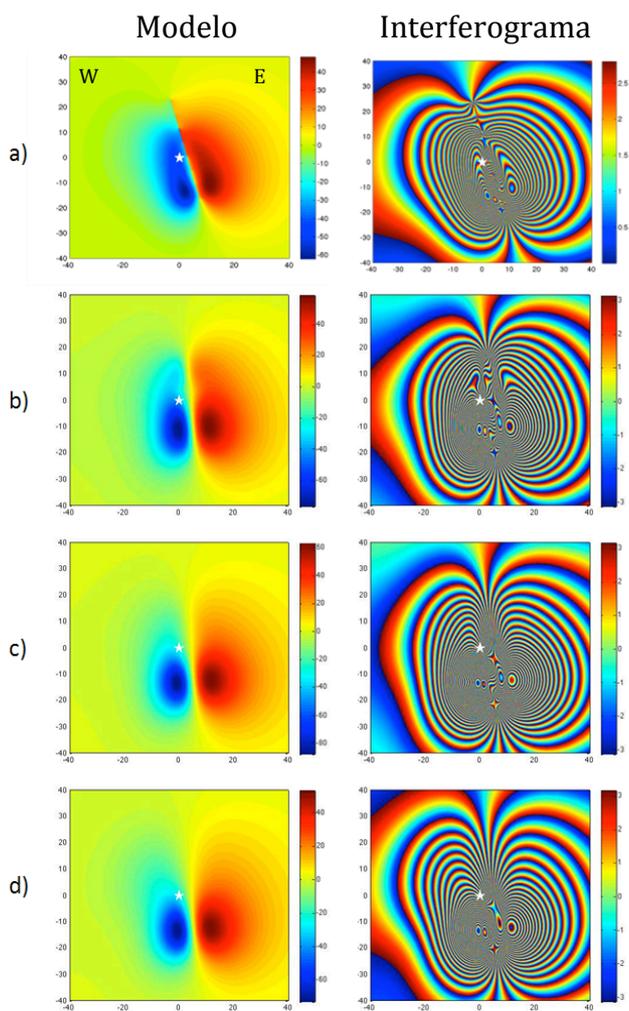
Estes últimos três modelos de rotura permitiram gerar quatro modelos de deslocamentos superficiais usando as equações de Okada (Okada, 1992) mediante a aplicação do algoritmo EDCMP (Wang et al., 2003).

## 6. Modelo de deslocamentos superficiais

Os deslocamentos superficiais calculados, tendo como base o modelo de rotura obtido pela metodologia apresentada e os modelos de rotura obtidos com parâmetros publicados, foram projetados segundo a direção do satélite (LOS – Line-of-sight) e representados segundo duas formas: interferograma e deslocamento absoluto (Figura 5).

Os modelos (Figura 5) foram localizados geograficamente através das coordenadas do epicentro publicadas pelo NEIC (Figura 5 – Estrela branca). Este epicentro apresenta uma localização compatível com a inclinação do plano da falha (Figura 3 – estrela vermelha).

Na Figura 5a – Modelo, observa-se que na zona de subsidência, representada pela cor azul, o deslocamento máximo atinge o valor de 60 cm e na zona de sobre-elevação, representada pela cor vermelha, observa-se que o deslocamento máximo é superior a 40 cm. Os deslocamentos máximos da subsidência e sobre-elevação são atingidos na região sul da falha e vão diminuindo gradualmente para norte, oeste e este. A mancha azul estende-se por 40 km com uma largura de aproximadamente 10 km. A região vermelha possui uma dimensão semelhante, como se pode observar na Figura 5a.



**Figura 5 – Modelo de deslocamentos superficiais; Lado esquerdo: os deslocamentos na direção do satélite; Lado direito: o interferograma sintético – Escala em centímetros. A estrela branca localiza o epicentro deste sismo (NEIC). a) Modelo deste trabalho; b) Fialko, 2009; c) Raucoules et al. (2010); d) Copley et al., 2012. (Model of the surface displacements; Left side: the displacements in the satellite direction; Right side: The synthetic interferogram – Scale in centimeters. The white star is the location of the epicenter (NEIC). a) Model of this work; b) Fialko, 2009; c) Raucoules et al. (2010); d) Copley et al., 2012).**

Analisando a configuração das franjas (Figura 5a – Interferograma), observa-se um maior número de franjas e mais estreitas, no lado oeste (W) do que no lado este (E). Esta observação traduz um maior declive provocado pela deformação mais acentuada. Este elevado número de franjas, no modelo, que em determinadas zonas é difícil de contar é bem representativo do grande deslocamento junto à falha sísmica.

Os restantes modelos apresentados na Figura 5 apresentam, de uma forma geral, valores de subsidência (~60cm) semelhantes aos valores observados no modelo desenvolvido neste trabalho (Figura 5a), com a exceção do modelo C, que apresenta valores de subsidência superiores a 80cm, como também apresenta valores de sobre-elevação mais elevados (~60cm) comparativamente aos restantes modelos (>40cm).

Na Figura 5 é evidente que em todos os modelos os deslocamentos superficiais atingem o valor máximo a sul do epicentro. Também é possível observar a influência na deformação modelada através de diferentes valores do parâmetro de orientação da rotura (Tabela 1 – Strike). O modelo A foi obtido através de uma orientação de 165°, enquanto que os restantes modelos foram obtidos através de diferentes valores: 175°, 171° e 180°,

respetivamente (Tabela 1). Estas diferenças são bem visíveis na Figura 5.

Os interferogramas sintéticos (Figura 5) apresentam diferentes padrões devido aos diferentes deslocamentos modelados, no entanto, todos os modelos apresentam um elevado número de franjas junto ao epicentro, mais concretamente, junto da rotura superficial, onde se observa uma grande complexidade nas franjas.

## 7. Discussão

Na inversão das formas de onda observou-se que o momento sísmico obtido, para o modelo apresentado neste estudo, foi de  $3.9 \times 10^{19}$  Nm, valor este próximo dos momentos sísmicos obtidos por Yang e Chen (2008),  $3.5 \times 10^{19}$  Nm, pelos modelos B, C e D,  $4.1 \times 10^{19}$  Nm,  $3.7 \times 10^{19}$  Nm e  $4.1 \times 10^{19}$  Nm, respetivamente. No entanto, pode considerar-se um valor intermédio tendo em consideração o valor estimado pelo USGS,  $4.6 \times 10^{19}$  Nm. A variação observada entre estes dados pode ser justificada pela utilização de diferentes dados para esta estimativa.

Os valores da magnitude e do rake médio obtidos por inversão das formas de onda são compatíveis com os esperados para este evento sísmico. O rake médio obtido ( $-90.4^\circ$ ) foi bastante próximo a  $-90^\circ$ , um perfeito mecanismo normal (USGS; IRIS) e os quatro modelos de rotura apresentaram uma magnitude sísmica de  $M_w=7.0$ , ou seja, a magnitude sísmica não sofreu alterações para os diferentes parâmetros geométricos utilizados (Tabela 1).

O deslizamento máximo obtido para o modelo desenvolvido neste trabalho foi de 4.1m e ocorreu junto ao hipocentro. Este valor é bastante semelhante ao deslizamento máximo obtido por Copley et al. (2012), 4.5m, e ocorreu aproximadamente à mesma profundidade 10-15km. Em contrapartida no modelo de rotura D, gerado com os parâmetros da Tabela 1, verificou-se um deslizamento máximo de 4.3m, mas com duas asperezas, uma bastante superficial e outra próxima do hipocentro (Figura 4d)

O modelo apresentado neste trabalho apresenta uma aspereza de contornos arredondados em redor do hipocentro, bastante mais simples que os modelos apresentados em outros estudos (Raucoules et al., 2010 e Copley et al., 2012) onde a rotura precisou de dois planos, com uma aspereza em cada plano para explicar os dados. Nesses modelos (Raucoules et al., 2010 e Copley et al., 2012) observou-se uma aspereza com deslocamentos de menor magnitude, localizada a norte do epicentro e outra próxima do hipocentro, sendo esta aspereza semelhante à obtida neste trabalho (Figura 4a). Nos modelos de rotura obtidos com os parâmetros da Tabela 1, também é evidente uma pequena aspereza no canto inferior esquerdo do plano da falha (Figura 4 b, c, d), como nos modelos com dois planos de falha (Raucoules et al., 2010 e Copley et al., 2012).

Os deslocamentos modelados (Figura 5a), junto à rotura superficial variam suavemente ao longo da rotura e são inferiores a um metro, como se pode observar nos perfis verticais da Figura 6, no entanto, os deslocamentos medidos no terreno apresentam valores com uma considerável variabilidade entre medições consecutivas e relativamente próximas umas das outras, como se pode observar na Figura 1, devido a esta variação pode-se considerar um valor médio para esses deslocamentos, sendo aproximadamente um metro com um desvio padrão de meio metro. Os deslocamentos observados no modelo, em média, são bastante similares com os deslocamentos medidos no terreno junto à rotura superficial.

Na Figura 6, os perfis 1 e 2, localizados próximos do epicentro, representam bem a rotura superficial cartografada por Fenton e Bommer (2006). No perfil 3, localizado na parte sul da rotura observam-se fortes deslocamentos, principalmente de subsidência enquanto que no perfil número 4 observa-se uma diminuição dos deslocamentos, por este perfil localizar-se mais a sul.

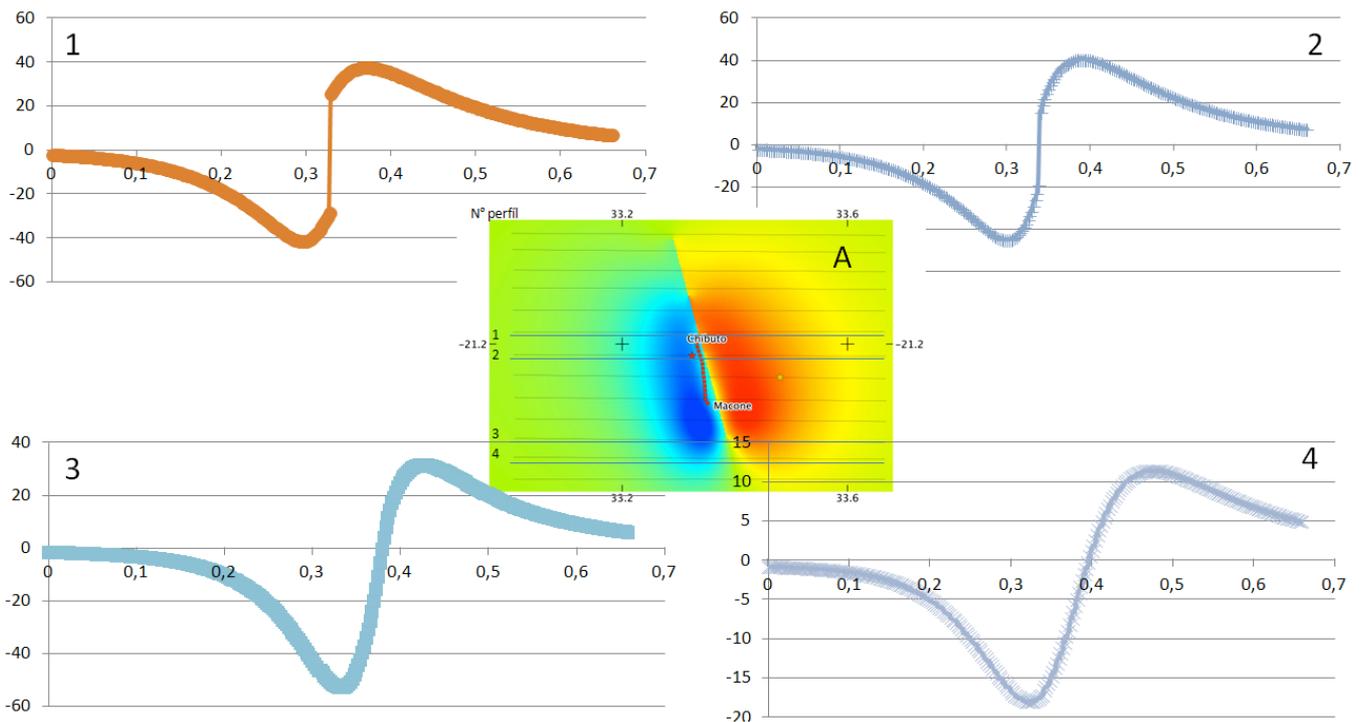


Figura 6 – A – Localização dos perfis na região da rotura superficial (Linha vermelha); 1, 2, 3 e 4 – Perfil vertical. Escala horizontal em graus e a escala vertical em centímetros. (A - Location of the profiles in the region of surface rupture (red line), 1, 2, 3, e 4 – Vertical Profile. Horizontal scale in degrees and the vertical scale in centimeters).

No resultado final, o modelo de deslocamentos superficiais representa bem os deslocamentos geodésicos considerando o modelo de rotura (apresentado neste estudo, strike = 165°, dip = 76° e rake = -90°) com apenas uma aspereza, por isso, conclui-se que com uma rotura homogênea e simples, em relação a outros estudos onde consideram dois planos de falha com diferentes orientações.

## 8. Conclusão

Neste trabalho foi possível estudar os parâmetros geométricos da rotura apresentados por outros autores (Tabela 1) através dos mesmos dados e metodologia. Desta forma, verifica-se que existem diferenças entre os modelos de rotura que provocam ligeiras diferenças nos deslocamentos superficiais modelados. Com o intuito de verificar a qualidade desses modelos verificou-se um conjunto de limitações devido à falta de dados geodésicos. No caso do interferograma foi impossível desenrolar a fase interferométrica devido à fraca coerência entre as imagens SAR, não sendo possível obter os deslocamentos absolutos provocados pela rotura. As medições verticais da rotura superficial são uma boa confirmação dos deslocamentos ocorridos, no entanto, essas observações apenas foram realizadas em duas regiões. Desta forma, existe uma fraca cobertura de dados geodésicos nessa região e assim é impossível de concluir quais os melhores parâmetros geométricos da rotura deste evento.

Todos os modelos, dos mais complexos aos mais simples, apresentam resultados que justificam o padrão de franjas interferométricas e a rotura superficial

## 9. REFERÊNCIAS

Copley, A., Hollingsworth, J., & Bergman, E. (2012): "Constraints on fault and lithosphere rheology from the coseismic slip and postseismic afterslip of the 2006 Mw7. 0 Mozambique earthquake". *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 117(B3). doi:10.1029/2011JB008580

Fenton, C. H., & Bommer, J. J. (2006): "The Mw7 Machaze, Mozambique, earthquake of 23 February 2006". *Seismological Research Letters*, 77(4), 426-439.

Fialko, Y. (2009). "Study of Postseismic Deformation due to the 2006 Mw 7.0 Mozambique (East Africa) Earthquake Using ALOS-PALSAR Data". 3rd ALOS PI meeting, Keauhou, Nov. 10, 2009.

Hashimoto, M., Fukushima, Y., & Ozawa, T. (2007). Coseismic and postseismic displacements from the Mozambique earthquake of 22 February 2006 detected by InSAR. *Proceedings of 'FRINGE2007*, 26-30.

Kikuchi, M., & Kanamori, H. (1991): "Inversion of complex body waves—III". *Bulletin of the Seismological Society of America*, 81(6), 2335-2350.

Okada, Y. (1992): "Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space". *Bulletin of the Seismological Society of America*, 82(2), 1018-1040.

Rosen, P., Hensley, S., Peltzer, G., Rogez, F., Simons, M., Crampe, F., & Lohmann, R. (2000): "A Repeat Orbit Interferometry Package".

Raucoles, D., Ristori, B., De Michele, M., & Briole, P. (2010). Surface displacement of the Mw 7 Machaze earthquake (Mozambique): Complementary use of multiband InSAR and radar amplitude image correlation with elastic modelling. *Remote Sensing of Environment*, 114(10), 2211-2218.

Santos, R., Caldeira, B., Borges, J., e Bezzeghoud, M. (2013). Seismic rupture process of the 2010 Haiti Earthquake (Mw7. 0) inferred from seismic and SAR data. In *EGU General Assembly Conference Abstracts* (Vol. 15, p. 10729).

Wang, R., Martín, F. L., e Roth, F. (2003). "Computation of deformation induced by earthquakes in a multi-layered elastic crust—FORTRAN programs EDGRN/EDCMP". *Computers & Geosciences*, 29(2), 195-207.

Yang, Z., e Chen, W. P. (2008): "Mozambique earthquake sequence of 2006: High-angle normal faulting in southern Africa". *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 113(B12).