

# ESTUDO DA FONTE DO SISMO DO HAITI DE 12 DE JANEIRO DE 2010 A PARTIR DE COMBINAÇÃO DE DADOS SISMICOS E GEODÉSICOS

RÚBEN SANTOS

*Departamento de Física, Universidade de Évora, Rua Romão Ramalho, 59  
Évora, Portugal, rubenchaves@gmail.com*

BENTO CALDEIRA, JOSÉ BORGES, MOURAD BEZZEGHOUD

*Terra Sólida, Centro de Geofísica de Évora, Rua Romão Ramalho, 59  
Évora, Portugal, bafcc@uevora.pt, mourad@uevora.pt, jborges@uevora.pt*

Neste trabalho é apresentada uma metodologia baseada no cruzamento de técnicas e dados sísmicos (ondas de volume com registo telessísmico por estações de banda larga) e geodésicos (SAR - Radar de Abertura Sintética) com o intuito de estudar o complexo processo de ruptura do sismo do Haiti de 12 de Janeiro de 2010. Esta metodologia baseia-se: 1) na análise da diretividade para estimar a direção e a velocidade média de ruptura; b) inversão de ondas de volume para reconstituição do modelo cinemático de ruptura (distribuição espaço-temporal de deslizamentos); 3) modelação da deformação cossísmica, a partir dos resultados do modelo de fonte obtido por inversão de dados sísmicos, e comparação com a correspondente deformação medida com dados SAR, para aferição do modelo de fonte obtido. A aplicação desta metodologia ao sismo do Haiti revela uma ruptura complexa que se propaga de ENE para OSO sobre um plano de falha inclinado para norte, com uma velocidade média de 2.5km/s, durante aproximadamente 12s. A ruptura é composta basicamente por duas asperidades: a primeira (e mais significativa) ocorre durante os primeiros 5s de ruptura e ocupa uma área aproximadamente circular com cerca de 6km de raio, centrada no hipocentro; a segunda ocorre nos últimos 6s de ruptura, cobre uma superfície rectangular com cerca de 10km de comprimento (ao longo da direção da ruptura) por 3km de largura (na direção da inclinação). Os vetores deslizamento mostram que a primeira asperidade tem mecanismo compatível com desligamento esquerdo com uma pequena componente inversa e o mecanismo da segunda asperidade é semelhante ao mecanismo da primeira asperidade.

## 1 Introduction

O sismo que ocorreu a 12 de Janeiro de 2010 às 21:53:10 UTC, no Haiti ( $M_w=7.0$ ), teve um enorme impacto social e económico, com mais de 230 mil mortes (o segundo mais mortífero de que há memória) e 6-10 mil milhões de euros em danos, grande parte concentrados na capital, Port-au-Prince.

Estudos geodésicos e geológicos anteriores ao sismo [1], faziam antever e alertavam, para a eventualidade de sismos naquela região com o potencial destrutivo que este evento veio confirmar.

Possivelmente este sismo teve origem na Zona de Falha de Enriquillo Platin Garben – (EPGFZ) [2] (Figura 1), à semelhança dos ocorridos em novembro de 1751 e em junho de 1770, os maiores eventos que a história regista naquela zona [3].

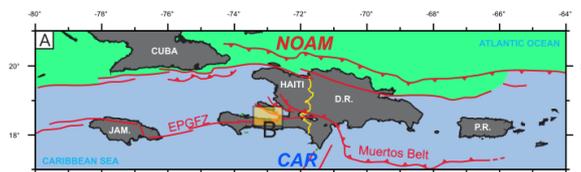


Figura 1. Sistemas de falhas na região do Haiti [4].

Apesar do sistema de falhas (EPGFZ) ser bem conhecido, a ruptura de 2010 veio revelar-se consideravelmente mais controversa do que as primeiras análises sugeriam. Nos últimos três anos foram publicados diferentes epicentros e diferentes soluções focais para este sismo como pode ser confirmado na Tabela 1.

Tabela 1. Parâmetros publicados – Coordenadas do epicentro, Profundidade do hipocentro, Direção de ruptura, inclinação do plano da falha sísmica, Ângulo médio de ruptura das sub-falhas.

Nº	Solução	Lat.	Long.	H <sub>0</sub> (km)	Strike	Dip	Rake
1	Body-wave MT	18,52°	-72,56°	13	246 °	74 °	-
2	Global CMT	18,62°	-72,59°	12	251 °	70 °	28°
3	NEIC	18,46°	-72,53°	12	264 °	70 °	-
4	Mercier de Lépinay	18,52°	-72,48°	12 ± 4	264 °	64 °	43°
5	Nettles e Hjörleifsdóttir	-	-	-	252 °	66 °	-

As soluções apresentadas na Tabela 1 consideram que a ruptura ocorre toda sobre o mesmo plano de falha. Porém, outros estudos que apontam soluções sobre três planos de falha [2], ou dois planos de falhas [6], com diferentes orientações e inclinações. Da análise de toda esta panóplia de modelos propostos, fica a convicção de ainda não ter sido encontrado um que a explique completa e inequivocamente. Assim, e como já foi referido anteriormente, consideramos que a controversa em torno dos parâmetros desta ruptura dá espaço para um estudo analítico sobre as várias propostas. Então, por forma a tentar entender melhor a complexidade envolvida nesta ruptura resolvemos estudá-la através de um cruzamento de técnicas e dados com diferente natureza. Relativamente aos dados foram usados dados sísmicos (registados a distâncias telesísmicas) e geodésicos (Synthetic Aperture Radar - SAR). Quanto às técnicas foi feito: 1) o estudo da directividade mediante uma análise Doppler [7] para fixar a velocidade e direção da ruptura; 2) a inversão da forma de ondas, para distribuição espaço temporal dos deslizamentos (slip) sobre o plano de falha e assim construir um modelo detalhado de ruptura; 3) modelação do campo de deformação superficial em campo próximo, usando o modelo de ruptura calculado e comparado com o campo de deformação medido, resultado obtido através de dados SAR do sensor Advanced Land Observing Satellite - Phased Array L-band Synthetic Aperture Radar (ALOS-PALSAR).

Embora no presente trabalho tenha sido usado o cruzamento de dados e técnicas anteriormente referidos, vão ser apenas abordadas as metodologias e os resultados no âmbito da medição da deformação cossísmica com dados SAR e a modelação da deformação, a partir dos resultados do modelo de fonte obtido por inversão de dados sísmicos.

## 2 Dados

### 2.1. Geodésicos

Neste estudo usou-se um conjunto de imagens captadas pelo sensor ALOS-PALSAR e cedidas pela Japan Aerospace Exploration Agency (JAXA), através do projeto de categoria 1 (ID:6344) submetido à European Space Agency (ESA). Este projeto permitiu o acesso aos dados do Group on Earth Observation (GEO) Hazards Projects – Supersites. Das catorze imagens ALOS-PALSAR disponibilizadas para o Haiti, apenas oito possuíam as condições para serem processadas. Quatro relativas à órbita 138-Ascendente e outras quatro imagens relativas à órbita 447-descendente. As restantes imagens não possuem os respectivos pares, ou seja, faltam as imagens antes ou após o evento sísmico (órbitas 136, 137 e 449).

### 2.2. Modelo Digital de Terreno

Para remover a assinatura da fase topográfica deve utilizar-se um modelo digital de terreno (MDT) de boa resolução e de elevada precisão altimétrica, da área de estudo. Para este trabalho foi usado o MDT global gerado pela missão Shuttle Radar Topography Mission (SRTM). O resultado dessa missão foi um MDT global bastante completo, homogêneo e com boa resolução [8]. A sua exatidão vertical é de 10 m e cobre o globo terrestre entre as latitudes 56°S – 60°N. O MDT é disponibilizado com uma resolução espacial de um arco de segundo (cerca de 30 m) para os Estados Unidos da América e com três segundo de arco (cerca de 90 m de resolução espacial) para todo o globo [8].

### 2.3. Sísmicos

Os dados sísmicos utilizados neste estudo consistem num conjunto de 32 registos tele-sísmicos da forma de onda em estações de banda larga, 22 de ondas P e 10 ondas SH, (Figura 2).

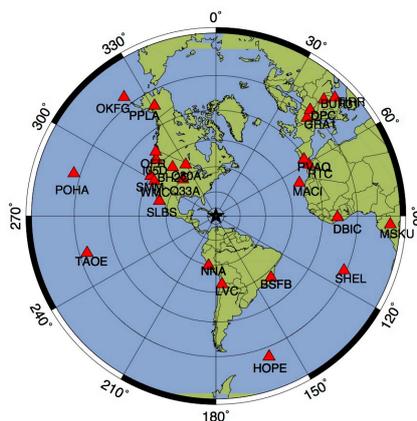


Figura 2. Mapa azimutal centrado no epicentro do sismo do Haiti de 2010, com a distribuição espacial das estações (triângulos) cujos dados foram usados neste trabalho.

Estes dados foram selecionados por forma a garantirem uma boa cobertura azimutal da fonte a distâncias epicentrais entre 30° e 90° para evitar dificuldades de interpretação relacionados com a propagação no manto superior e difrações produzidas na interface manto-núcleo. Tanto para o estudo de diretividade quer para a inversão de ondas de volume foram usadas janelas com os primeiros 25s de registo de deslocamento vertical produzidos por ondas P, ou horizontal produzido pela componente transversa de ondas SH. Estes dados foram amostrados a 0.1s, corrigidos do instrumento e filtrados com passa-banda entre 0.01 e 1 Hz.

### 3 Metodologia

#### 3.1. *Processamento InSAR*

Os dados SAR foram processados com o software Repeat Orbit Interferometry PACkage - ROI\_PAC [9], segundo uma sequência de procedimentos/processamento que envolve, de forma resumida, as seguintes seis fases.

##### **Fase 1:Obter as imagens SLC**

O ROI\_PAC inicia o processamento InSAR (Interferometric SAR) com um conjunto de imagens sem qualquer processamento (raw). Por outras palavras, as imagens ainda não estão focadas (Figura 3 - esquerda). Estas características exigem a focalização das imagens, ou seja, a operação de concentrar a radiação de diversos pixéis num só, através da compressão em azimute e em distância (Figura 3). Desta forma, são geradas as imagens Single Look Complex (SLC) permitindo prosseguir o processamento InSAR.

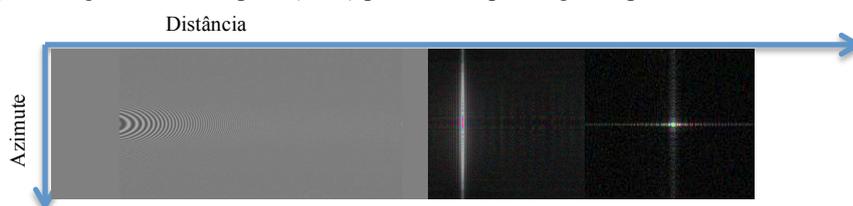


Figura 3. Exemplo da compressão em distância (meio); em azimute (direita) e imagem raw (esquerda).

##### **Fase 2: Sobreposição da imagem SLC 2 (Slave) sobre SLC 1 (Master)**

Para sobrepor a imagem SLC 2 sobre a imagem SLC 1, o ROI\_PAC determina o afastamento entre as duas imagens SLC em duas dimensões (Azimute, Distância), relativamente à trajetória do satélite.

Este cálculo permite:

- estimar o afastamento inicial através das órbitas das duas imagens;
- calcular o ajustamento dos afastamentos iniciais e eliminar todos aqueles que possuem resíduos superiores a 0.5 pixel (afastamento grosseiro);
- filtrar os afastamentos grosseiros e obter o afastamento fino;
- ajustar os afastamentos finos removendo todos aqueles que tenham resíduos superiores 0.08 pixel.

e) reamostrar e sobrepor a imagem SLC 2 (operação de sobreposição) em relação à imagem SLC 1.

### **Fase 3: Interferograma**

O interferograma é obtido pela multiplicação do valor complexo da imagem SLC 2 pelo conjugado do valor complexo da imagem SLC 1. Nesta fase de processamento o interferograma ainda possui as assinaturas de fase devidas à deformação, à geometria das órbitas, à topografia (Figura 4), entre outras assinaturas e, torna-se necessário proceder à sua remoção, até que as franjas no interferograma apenas representem a deformação.

Para remover a fase esperada para a geometria orbital InSAR é utilizado um modelo de curvatura da terra (sem topografia) e a respectiva informação orbital das imagens.

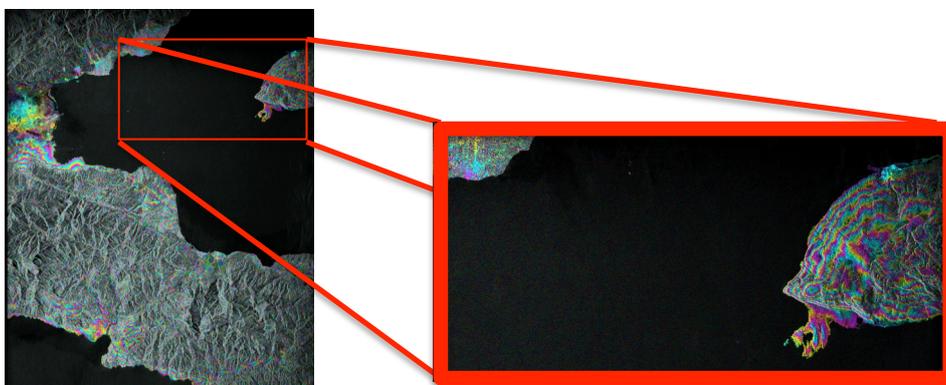


Figura 4. Interferograma ainda com a fase topográfica (esquerda); Ampliação da imagem (direita).

As franjas produzidas pela topografia (Figura 4) são removidas através de um MDT e desta forma obtêm-se o interferograma com a representação da deformação (Figura 5 à esquerda).

### **Fase 4: Re-estimação da baseline**

No caso do interferograma da fase anterior ainda apresentar franjas paralelas à trajetória do satélite (efeito típico quando existem erros nas órbitas do satélite) estas serão reduzidas ou eliminadas através da re-estimação da posição do satélite (Figura 5 – direita, as franjas paralelas à trajetória do satélite foram quase eliminadas por completo).

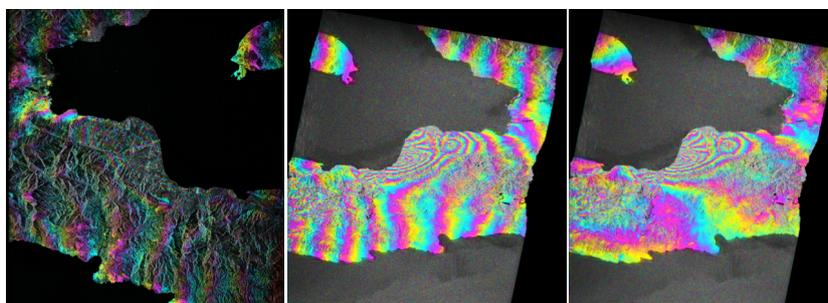


Figura 5. Interferograma sem fase topográfica (à esquerda); Interferograma georreferenciado com erro orbital (ao meio) e Interferograma georreferenciado com baseline re-estimada (à direita).

### **Fase 5: Coerência**

A coerência é definida como um parâmetro estatístico que permite avaliar a qualidade do interferograma. Na figura 6 observam-se zonas de baixa coerência (zonas escuras) e zonas de elevada coerência (zonas claras). As zonas escuras devem-se à presença do mar, a algumas áreas de vegetação e a possíveis deslizamentos de terras, enquanto que as zonas claras correspondem a áreas urbanas e às zonas de declives acentuados, orientados para o satélite.

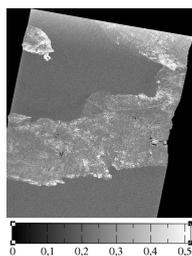


Figura 6. Coerência entre as duas imagens – órbita 447

### **Fase 6: Desenrolamento da fase interferométrica**

O valor da fase interferométrica em cada pixel do interferograma (Figura 5) é uma medida relativa da variação de fase entre 0 e  $2\pi$ . Para que a fase interferométrica possa ser utilizada na interpretação de deformações, deve ser removido este aspecto cíclico, ou seja, é necessário transformar a fase relativa (Figura 8 – traço tracejado) em fase absoluta (Figura 7 – traço contínuo). Esta transformação é designada por desenrolamento de fase.

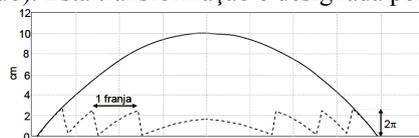


Figura 7. Fase relativa (traço tracejado) e Fase desenrolada (traço contínuo).

Para o desenrolamento da fase interferométrica, é aplicado o algoritmo SNAPHU (Statistical-Cost, Network-Flow Algorithm for Phase Unwrapping) que permite obter o valor real da deformação para cada pixel do interferograma [10].

### ***3.2. Modelação da deformação superficial (dados sísmicos)***

A modelação da deformação superficial, induzida pelo sismo em estudo, foi obtida usando as equações de Okada [11], mediante o algoritmo EDCMP 2.0 [12] e um modelo de ruptura obtido através da inversão de dados sísmicos. Para o cálculo do modelo de ruptura foi usado o algoritmo de inversão, MOM3 [13]. Este é um código que segue, no fundamental, o método de Hartzell e Heaton (1983), permitindo, a partir de um conjunto de registos telesísmicos de banda larga e de um modelo de velocidades, obter estimativas da distribuição dos deslizamentos sísmicos sobre o plano de falha de geometria definida. Os registos sísmicos foram tratados através do software Seismic Analysis Code (SAC) e para o cálculo dos sismogramas sintéticos foi considerado um modelo crustal com 33 km de espessura (Waldo), estratificado em 5 camadas onde as ondas P apresentam velocidades entre 1.9km/s e 6.8 km/s, sobre um semi-espço em que as ondas P têm velocidade de 8km/s.

A orientação do plano de falha foi definida tendo em atenção os resultados do estudo de diretividade e os mecanismos conhecidos. Assim foi definido um plano de falha com 33 km de comprimento (na direção do strike) e 21 km de largura (ao longo do dip) subdividido numa malha com 77 sub-falhas quadradas, cada uma com 3 km por 3 km. Foram ensaiadas várias inversões com diferentes orientações azimutais (strike) e inclinações (dip) do plano de falha. Na Tabela 1 são apresentados os valores das diversas soluções que foram usados como parâmetros de configuração para a inversão das ondas telesísmicas.

O campo de deformação cossísmico calculado para a superfície, é definido pelas três componentes (Norte, Este, Profundidade) do vetor deslocamento em cada nó da rede que cobre essa superfície. No caso analisado a dimensão da malha é de 0.25kmx0.25km, e a área coberta é de 80km por 80km.

Para que esses deslocamentos possam ser comparados com os correspondentes deslocamentos medidos pelo interferograma, foi desenvolvido um programa que permite projetar cada vetor deslocamento segundo a direção do satélite. A representação destes resultados é feita de duas formas: 1) segundo a convenção usada na elaboração dos interferogramas, em que iguais deslocamentos de valor conhecido (na direção da visada do satélite) se fazem representar por ciclos de cores definidos (franjas); 2) por meio de uma distribuição espacial de manchas coloridas em que a cada cor corresponde um deslocamento na direção do satélite. Para este cálculo foi considerado que a visada do satélite faz um ângulo de  $77.6^\circ$  com o norte e um ângulo de incidência de  $34.5^\circ$  (considerando uma posição na Terra próxima da falha sísmica).

## 4 Resultados

### 4.1. InSAR

O interferograma de fase desenrolada apresenta uma zona de sobrelevação (Figura 8 – zona vermelha), na direção do satélite, que atinge um valor máximo de 65 cm.

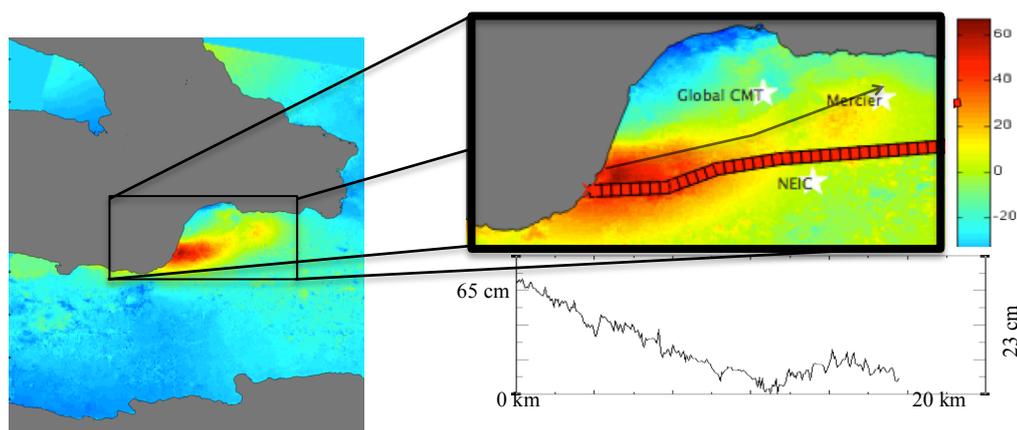


Figura 8. Interferograma de fase desenrolada (esquerda); Interferograma ampliado com a localização da falha Enriquillo (Linha vermelha e preta) localização de três epicentros Global CMT, NEIC, Mercier e localização de um perfil de 20 km – seta preta (direita em cima); Representação do perfil com a deformação (direita em baixo).

Como pode observar no perfil (Figura 8), existe outra zona de sobrelevação, junto ao epicentro Mercier, atingindo o valor de 23 cm (Figura 8 – zona cor de laranja).

#### **4.2. Modelos de ruptura por inversão de ondas de volume**

Na Tabela 2 estão apresentadas as soluções de inversão de ondas P, considerando as 5 orientações do plano de falha, descritas na Tabela 1: Função Temporal da Fonte (FTF); o mecanismo médio e; a distribuição espacial de deslizamentos (e momento sísmico) sobre o plano de falha. Observa-se, em todos os modelos obtidos, uma forte asperidade aproximadamente circular, centrada entre 3km e 6km a oeste do hipocentro. Os movimentos na região dessa asperidade são compatíveis com mecanismo de desligamento esquerdo com uma pequena componente inversa. A asperidade em causa tem uma assinatura clara na FTF, que corresponde ao pico de taxa de momento que se verifica, em todos os casos, nos primeiros 5s da ruptura. Além desta asperidade, verifica-se uma mancha de distribuição de deslizamentos mais superficial, alongada e distribuída no extremo oeste do plano de ruptura. Esta segunda região de ruptura caracteriza-se por ter movimentos compatíveis com mecanismo predominantemente inverso. O ângulo de deslizamento médio das soluções obtidas por inversão das ondas P, está compreendido entre 28° - 40°. Os valores obtidos para o Momento sísmico total ( $M_0$ ), a variância e o deslocamento máximo, estão compreendidos, respetivamente, entre  $3.6 \times 10^{19}$  e  $4.1 \times 10^{19}$  N.m; 0.37 e 0.42; 7.1 e 10.7 m. Todas as soluções apresentam valores semelhantes para a magnitude  $M_w=7.0$ .

Os resultados obtidos para a inversão simultânea de ondas P e SH encontram-se na tabela 3. A distribuição de deslizamentos destas soluções caracteriza-se por uma melhor definição dos contornos da asperidade principal, que se encontra centrada mais profundamente, cerca de 3km a baixo do hipocentro. Sobre esta asperidade observa-se uma distribuição alongada de deslizamentos, que nalguns casos ocupa os primeiros 3km da falha em toda a extensão e noutros casos encontra-se degenerada por uma pequena interrupção. Em todos os casos esta segunda asperidade apresenta deslizamentos com maior amplitude na extremidade oeste da falha. Estas duas zonas de maior concentração de deslizamento estão patentes nos dois picos que se destacam na FTF. As direções dos movimentos que caracterizam as soluções obtidas com fases P e SH apresentam uma menor variabilidade do que as obtidas por inversão só com ondas P, e também um ângulo de deslizamento médio (entre 17° e 37°) menor do que os apresentados na tabela 2.

Na inversão das ondas P e SH, observou-se que os valores do Momento sísmico ( $M_0$ ), da Magnitude ( $M_w$ ), do deslocamento máximo e da variância, estão compreendidos entre  $2.7 \times 10^{19}$  e  $3.4 \times 10^{19}$  N.m; 6.9 e 7.0; 0.47 e 0.52; 10.0 e 13.5 m, respectivamente.

Tabela 2. Resultados da inversão de ondas de volume (componente vertical das ondas P) considerando as 5 soluções de plano de falha identificadas na Tabela 1.

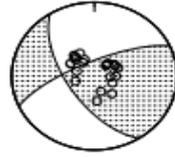
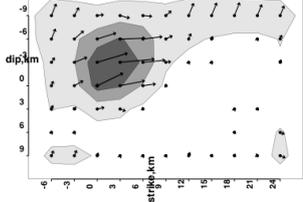
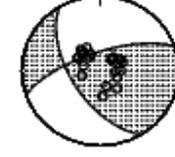
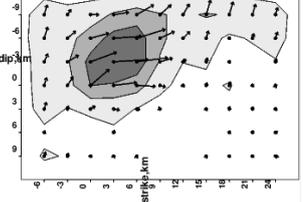
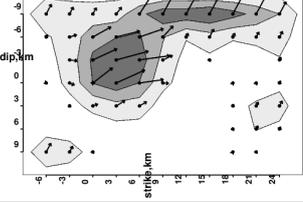
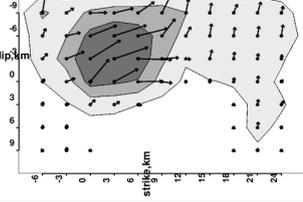
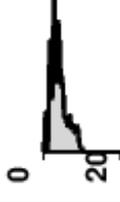
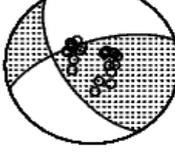
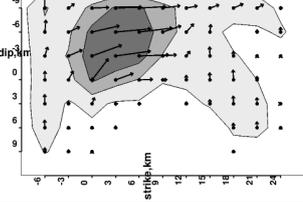
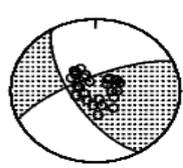
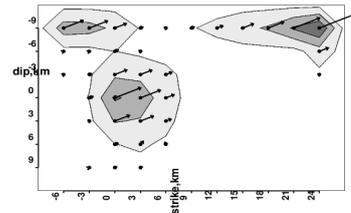
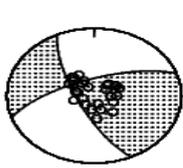
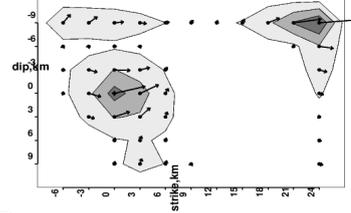
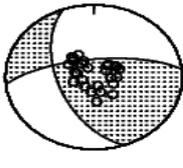
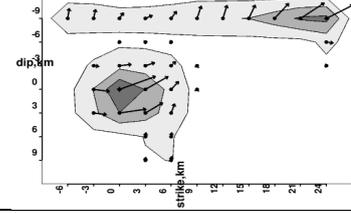
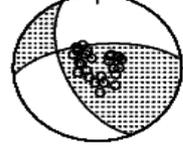
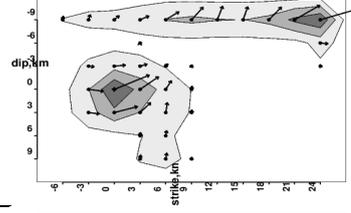
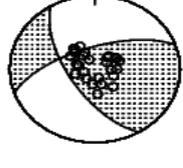
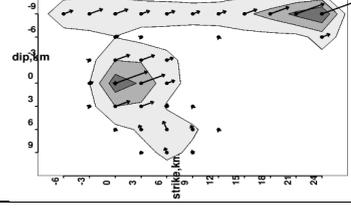
Solução	FTF	Mecanismo	Distribuição de deslizamentos
1		 (246.,74., 28.)	
2		 (251.,70., 33.)	
3		 (264.,70., 40.)	
4		 (264.,64., 39.)	
5		 (252.,66., 32.)	

Tabela 3. Resultados da inversão das ondas de volume – fases P e SH, considerando as 5 soluções de plano de falha identificadas na Tabela 1.

Solução	FTF	Mecanismo	Distribuição de deslizamentos
1		 (246.,74., 24.)	
2		 (251.,70., 17.)	
3		 (264.,70., 36.)	
4		 (264.,64., 37.)	
5		 (251.,66., 28.)	

#### 4.3. Modelação do campo de deformação

Os resultados para o campo de deformação foram georreferenciados relativamente às coordenadas do epicentro “Global CMT”. Esta escolha foi feita após análise da deformação cossísmica (Interferograma), dos modelos de ruptura (Tabela 2 e 3), da localização da falha sísmica Enriquillo e das localizações de três epicentros (Figura 8).

A localização do epicentro NEIC não foi usada porque está localizado a sul da falha Enriquillo e a sua utilização colocaria a deformação máxima a sul da falha, o que não corresponderia à deformação observada no interferograma.

A localização do epicentro Mercier [4], também não foi usada, visto que este epicentro está localizado a este da deformação máxima e, da análise aos modelos de ruptura apresentados na Tabela 2 e 3, é esperada que a deformação máxima superficial (Figura 8) ocorra a oeste e a este do epicentro, desta forma escolheu-se a localização do epicentro Global CMT (Figura 8), que está localizado numa zona central da deformação de sobrelevação.

Os resultados obtidos, através do modelo de ruptura da inversão das ondas P, podem ser observados na Figura 9, na qual é visível o campo de deformação modelado para as diversas soluções.

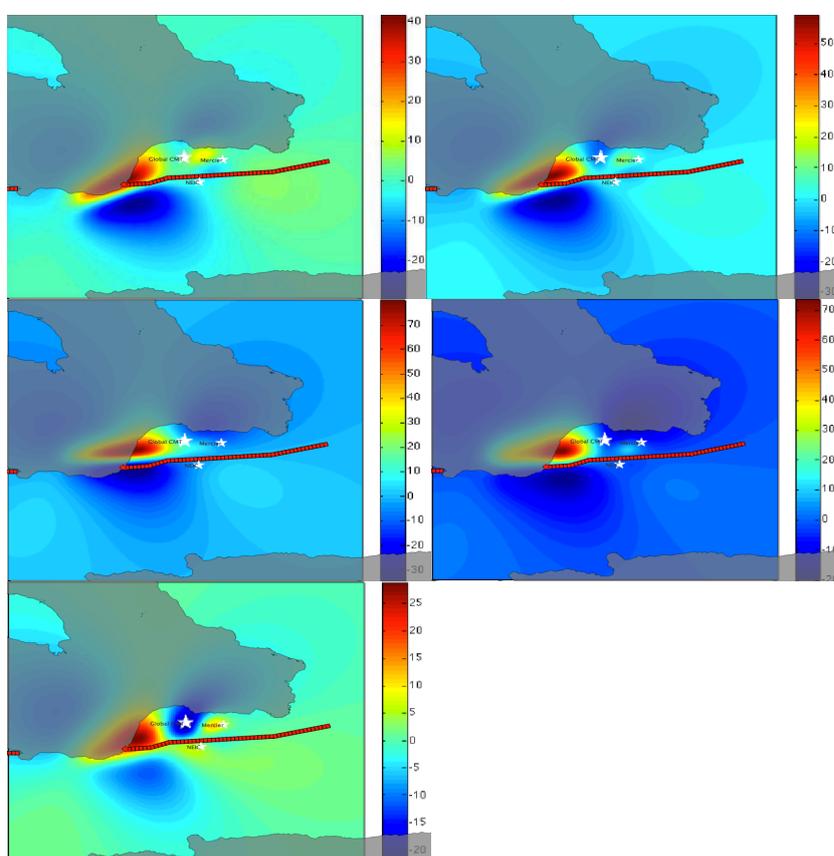


Figura 9. Soluções da modelação do campo de deformação, usando como fonte os 5 modelos de distribuição de deslizamento obtidos por inversão de ondas P apresentados na tabela 2 e georreferenciados relativamente ao epicentro Global CMT. A linha vermelha localiza a falha sísmica Enriquillo. A imagem da esquerda representa o resultado da solução 1 e de forma sequencial a imagem à direita representa o resultado da solução 5.

Da análise da solução 1 observa-se uma sobrelevação máxima superior a 40 cm (Figura 9 – Zona vermelha) e, entre as estrelas que representam os epicentros Global CMT e

Mercier, observa-se uma zona de sobrelevação de 15 cm. A sul da falha constata-se uma zona de subsidência inferior a 30 cm.

Na solução 2 verifica-se uma sobrelevação máxima inferior a 60 cm e próximo da estrela branca – Mercier, subsiste uma sobrelevação de 10 cm, sendo, no entanto, de realçar a zona de subsidência próxima do epicentro Global CMT e uma zona de subsidência superior a 30 cm a sul do traço da falha Enriquillo.

Na solução 3 observa-se uma sobrelevação máxima de quase 80 cm a norte da falha Enriquillo e a sul uma subsidência superior a 30 cm.

A solução 4 apresenta uma sobrelevação superior a 70 cm (Zona vermelho) e próximo da estrela branca – Mercier apura-se uma sobrelevação inferior a 20 cm. A sul da falha pode observar-se uma vasta área de subsidência que atinge um máximo de 20 cm.

A solução 5 apresenta um deslocamento máximo superior a 25 cm (Zona vermelha) e na zona do epicentro observa-se uma subsidência superior a 20 cm.

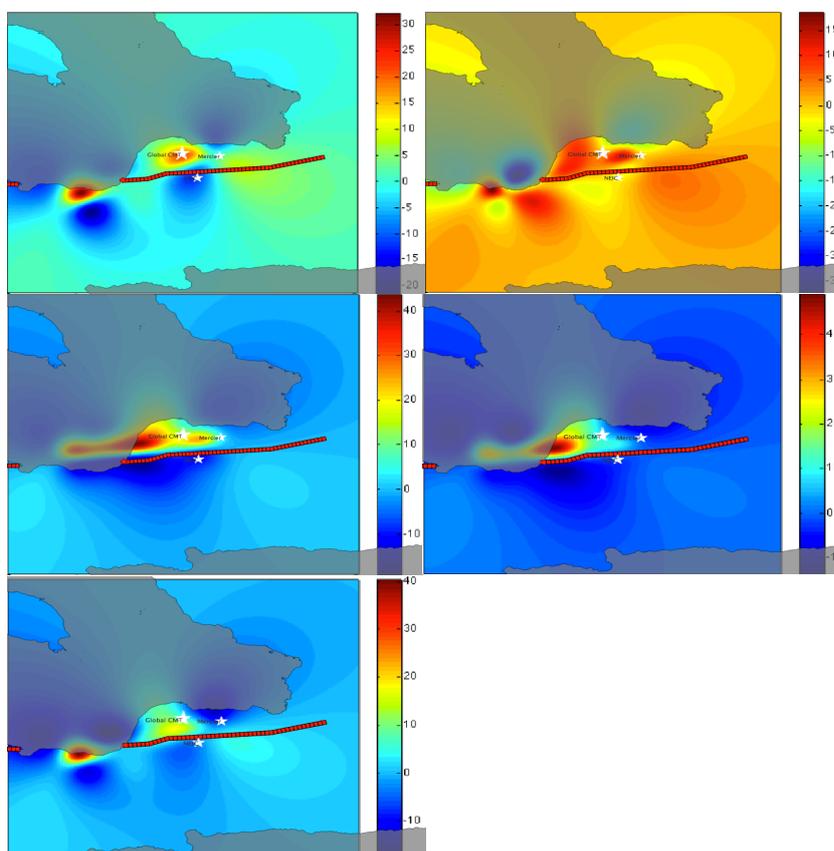


Figura 10. Modelação do campo de deformação usando como fonte os modelos de distribuição de deslizamento obtidos por inversão de ondas SH e P apresentados na tabela 3 e georreferenciados relativamente ao epicentro Global CMT. A linha vermelha localiza a falha sísmica Enriquillo. A imagem da esquerda representa o resultado da solução 1 e de forma sequencial a imagem à direita representa o resultado da solução 5.

Os resultados obtidos, através do modelo de ruptura da inversão das ondas P e SH, podem ser observados na Figura 10. Na solução 1 (Figura 10) observa-se a sul da falha,

uma sobrelevação máxima superior a 30 cm (zona vermelha) e na região do epicentro Global CMT apura-se uma sobrelevação de 15 cm, sendo que a sul da falha pode identificar-se duas regiões de subsidência onde o valor máximo é superior a 20 cm.

Na solução 2 verifica-se que os valores máximos de sobrelevação são superiores a 15 cm e os de subsidência próximos a 10 cm.

Na solução 3 comprova-se que a deformação é quase paralela à falha sísmica (Figura 10 – linha vermelha) e a sobrelevação máxima é superior a 40 cm, localizando-se a norte da falha e, a subsidência é inferior a 20 cm, localizando-se a sul da falha.

A figura relativa à solução 4 apresenta uma deformação paralela à falha, atingindo, a norte da falha, um valor superior a 40 cm (próximo a 50 cm) de sobrelevação e a sul constata-se uma subsidência superior a 10 cm.

Na última imagem da Figura 10 observa-se que a sobrelevação máxima está localizada a sul da falha e constata-se que a norte da falha a sobrelevação é inferior a 20 cm. A deformação de subsidência é observada a sul da falha, com uma exceção, existe uma pequena região a norte do epicentro “Mercier” que apresenta uma subsidência inferior a 20 cm.

## 5 Discussão de resultados

De uma forma geral, os resultados da modelação da deformação que melhor se ajustam à deformação medida no interferograma, relativamente à geometria e à localização da deformação, são as soluções 3 e 4, tanto para a modelação das ondas P, como para as ondas P e SH. Todos os resultados (das soluções 3 e 4), apresentam a sua deformação de sobrelevação máxima mais a norte do que a deformação medida no interferograma, o que pode sugerir que o strike utilizado é elevado e/ou que o epicentro deve localizar-se mais a sul. Estes resultados são possíveis de refinamento através de um translação, ligeira, do epicentro para este, com o intuito de colocar a segunda deformação máxima sobre o epicentro Mercier (Figura 8 – estrela branca – Mercier).

Desta forma com o intuito de ajustar os resultados à deformação medida, inverteu-se novamente as ondas P e SH com os seguintes parâmetros de configuração, strike: 256°; dip: 55°;  $H_0$ : 12 km, obtendo os seguintes valores para  $M_0=3.0 \times 10^{19}$  N.m,  $M_w=6.92$ ,  $Rake=43^\circ$  e para a variância=0.55. Na seguinte figura pode consultar os resultados obtidos para a FTF, o mecanismo e a distribuição de deslizamento (Figura 11).

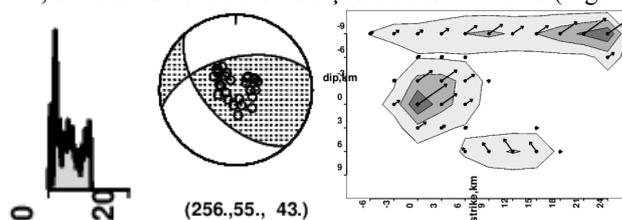


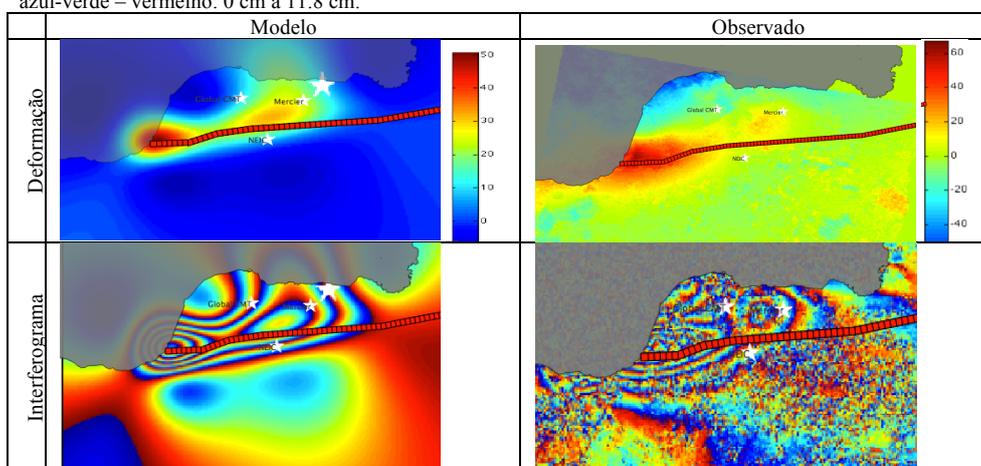
Figura 11. Resultados da FTF (à esquerda), Mecanismo (ao meio) e Distribuição de deslizamento para strike=256°;dip=55° (à direita).

Na próxima tabela (Tabela 4), podem observar-se os novos resultados para a deformação modelada que está representada segundo as duas convenções que o programa de projecção desenvolvido permite: em termos de distribuição de deslocamento segundo uma escala de cor e segundo franjas interferométricas. Na mesma tabela, mas na coluna “Observado”

está representado o deslocamento medido (interferograma de fase desenrolada – “Deformação” e o interferograma de fase enrolada – “Interferograma”).

O resultado apresentado na tabela 4 apesar de se ajustar melhor à deformação observada, do que as restantes soluções apresentadas, ainda deixa por explicar alguns pormenores.. Chama-se à atenção que as escalas de cores são diferentes, pelo que não se podem comparar diretamente as cores das imagens, mas sim os valores correspondentes a essas cores.

Tabela 4. Resultados modelados e observados segundo a representação em Deformação e em interferograma. Estrela branca (maior) localiza o novo epicentro (lat= 18.54 e long=-72.46); escala de cores do interferograma é azul-verde – vermelho: 0 cm a 11.8 cm.



Na tabela 4 (Modelo – Deformação) observa-se que o deslocamento máximo de sobrelevação é de 50 cm, começando a diminuir segundo a direção do epicentro Mercier e aí observa-se uma sobrelevação de aproximadamente 30 cm, ou seja, existe uma diferença de 20 cm, quando no perfil altimétrico sobre o interferograma (Figura 8) apresenta um desnível de aproximadamente de 40 cm.

Agora, analisando o deslocamento - zona azul perto do epicentro Global CMT (Tabela 4 Modelo - Deformação), através das franjas do interferograma, chega-se à conclusão que estas franjas deveriam estar mais próximas da costa, ou seja, o dip deveria ter um valor inferior a  $58^\circ$  para distribui e alongar (N-S) a deformação.

## 6 Conclusão

Com este trabalho confirma-se a complexidade da ruptura e a dificuldade da modelação deste evento sísmico.

Inicialmente, julgou-se que o epicentro estaria numa região central da deformação, no entanto, após a realização deste trabalho, conclui-se que o epicentro “ideal” para este estudo, está a noroeste relativamente ao epicentro Mercier.

No futuro, pode testar-se outros tipos de soluções como por exemplo, 1) testar modelos baseados em diversos planos de falha com diferentes strike e dip; 2) testar uma falha em

curva de forma acompanhar a deformação medida. Também é pretendido, no futuro, desenvolver uma aplicação que permita automatizar esta metodologia.

### Agradecimentos

Agradecemos à JAXA e à ESA pela cedência dos dados ALOS-PALSAR e ao Projeto GOMED pelo apoio no processamento InSAR.

### Referências

1. ST. Ali, AM. Freed, E. Calais, DM. Manaker, WR. McCann, *Coulomb stress evolution in Northeastern Caribbean over the past 250 years due to coseismic, postseismic and interseismic deformation. Geophysical Journal International*. 2008.174(3):904–918. (2008).
2. G.P. Hayes, R.W. Briggs, A. Slanden, E.J. Fielding, C. Prentice, K. Hudnut, P. Mann, F.W. Taylor, A.J. Crone, R. Gold, M. Simon, And T. Ito, *Complex rupture during the 12 January 2010 Haiti earthquake. Nature Geoscience*. 3,800–805 doi:10.1038/ngeo977 (2010).
3. WH. Bakun, CH. Flores, US. Brink, *Significant Earthquakes on the Enriquillo Fault System, Hispaniola, 1500–2010: Implications for Seismic Hazard. Bulletin of the Seismological Society of America*.102(1):18–30 (2012).
4. B. Mercier de Lépinay, A. Deschamps, F. Klingelhoefer, Y. Mazabraud, B. Delouis, V. Clouard, Y. Hello, J. Crozon, B. Marcaillou, D. Graindorge, M. Vallée, J. Perrot, M. Bouin, J. Saurel, Charvis, C. Philippe, and St-Louis, *The 2010 Haiti earthquake: A complex fault pattern constrained by seismologic and tectonic observations. Geophysical Research Letters*. vol. 30, L22305, doi:10.1029/2011GL049799 (2011).
5. M. Nettles, and V. Hjörleifsdóttir, *Earthquake source parameters for the January, 2010, Haiti mainshock and aftershock sequence. Geophys. J. Int.* 183, 375-380, doi:10.1111/j.1365-246X.2010.04732.x (2010) .
6. L. Meng, J.-P. Ampuero, A. Sladen, H. Rendon, *High-resolution backprojection at regional distance: Application to the Haiti M7.0 earthquake and comparisons with finite source studies. Journal of Geophysical Research. Solid Earth* (1978–2012),volume 117, Issue B4, April 2012 DOI: 10.1029/2011JB008702 (2011)
7. B. Caldeira, M. Bezzeghoud, JF. Borges, *DIRDOP: a directivity approach to determining the seismic rupture velocity vector. Springer*. doi: 10.1007/s10950-009-9183-x (2010).
8. TG. Farr, PA. Rosen, E. Caro, R. Crippen, R. Duren, S. Hensley, M. Kobrick, M. Paller, E. Rodriguez, L. Roth, and others, *The shuttle radar topography mission. Reviews of Geophysics*. 45(2),pp. (2007).
9. PA. Rosen, S. Henley, G. Peltzer, and M. Simons. *Updated Repeat Orbit Interferometry Package Released, Eos Trans. AGU*, 85(5), 47 (2004).
10. CW. Chen and HA. Zebker, *Phase unwrapping for large SAR interferograms: Statistical segmentation and generalized network models. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. vol. 40, pp. 1709-1719 (2002).
11. Y. Okada, *Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space. Bull. Seism. Soc. Am.* 82, 1018-1040 (1992).

12. R. Wang, FL. Martin and F. Roth, *Computation of deformation induced by earthquakes in a multi-layered elastic crust*. Computers & Geosciences, 29, 195-207 (2003).
13. M. Kikuchi and H. Kanamori. *Bulletin of the seismological Society of America*, vol 72, no 2, pp 491-506 (1982).