

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



**INTERFEROMETRIA RADAR POR SATÉLITE APLICADA
AO ESTUDO DA MORFOLOGIA E DA DEFORMAÇÃO DA
REGIÃO PICO-FAIAL (AÇORES)**

Cristina Maria Sousa Catita

Doutoramento em Engenharia Geográfica e Geoinformática
(Detecção Remota)

2007

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



**INTERFEROMETRIA RADAR POR SATÉLITE APLICADA
AO ESTUDO DA MORFOLOGIA E DA DEFORMAÇÃO DA
REGIÃO PICO-FAIAL (AÇORES)**

Cristina Maria Sousa Catita

Doutoramento em Engenharia Geográfica e Geoinformática
(Detecção Remota)

Tese orientada pelo Prof. Doutor Luís Alberto Mendes Victor

2007

**INTERFEROMETRIA RADAR POR SATÉLITE APLICADA
AO ESTUDO DA MORFOLOGIA E DA DEFORMAÇÃO DA
REGIÃO PICO-FAIAL (AÇORES)**

RESUMO

RESUMO

Neste trabalho de dissertação a interferometria SAR diferencial (DInSAR) e o sistema de posicionamento global (GPS) são utilizados para determinar as actuais deformações de origem tectónica e/ou vulcânica nas ilhas Pico e Faial pertencentes ao grupo central do Arquipélago dos Açores (Atlântico Norte). A técnica DInSAR é utilizada para avaliar a deformação pré- e co-sísmica, gerada pelo evento sísmico de Mw 6.1 que ocorreu a 9 de Julho de 1998 a cerca de 10 km da costa NE do Faial. Para o efeito, adquiriram-se 17 imagens SAR, obtidas pelos satélites ERS-1 e ERS-2, com as quais foram produzidos 34 interferogramas diferenciais. Os principais resultados identificam um padrão de deformação na região NW da ilha do Pico, onde uma sequência completa de franjas é visível e que corresponde a cerca de 3 cm de deslocamento relativo. Este resultado é interpretado como sendo consequência da deformação elástica gerada pelo sismo de 1998 e é comparado com os modelos sintéticos derivados de estudos geodésicos e sismológicos independentes. O GPS é utilizado para estimar a cinemática actual da região Pico-Faial no período pós-sísmico. Para o efeito, são apresentados neste trabalho os resultados de quatro campanhas de observação GPS, organizadas entre 2001 e 2006, numa rede de 31 estações distribuídas por ambas as ilhas. As estimativas das velocidades absolutas, relativas ao sistema ITRF2000, das estações da rede geodésica local, é comparado com as estimativas do modelo cinemático global NUVEL-1A, e os principais resultados mostram que o Pico apresenta um comportamento cinemático mais próximo do movimento da placa Africana do que da placa Eurasiática, enquanto que o Faial apresenta um comportamento intermédio entre as duas placas. A cinemática intra-ilha revela que o Faial apresenta deslocamentos mais significativos do que o Pico, verificando-se um comportamento coerente de deslocamento horizontal relativo, na direcção Norte, de cerca de 3 ± 0.7 mm/ano, das estações localizadas na parte mais ocidental da ilha do Faial, enquanto que as estações da parte central e oriental apresentam movimentos relativos diferenciados devido à acção das estruturas tectónicas em que se localizam. No Faial verifica-se uma compressão evidente na zona Oeste de cerca de 0.116 ± 0.02 ppm/ano na direcção N30°E, contrastando com uma extensão na parte Este da ilha de cerca de 0.1 ± 0.01 ppm/ano, na direcção N72°E. No Pico, as taxas de deformação são inferiores verificando-se uma pequena extensão de 0.2 ± 0.01 ppm/ano na direcção N03°E.

PALAVRAS-CHAVE: Interferometria SAR diferencial, GPS, detecção remota, deformação sísmica, tectónica activa.

ABSTRACT

ABSTRACT

In this thesis, an attempt is made to extract the maximum amount of information from two complementary geodetic techniques and to infer high resolution maps of ground movements. The first technique uses Differential Interferometric analysis of Synthetic Aperture Radar (DInSAR) to measure the displacements of the Earth's surface during the pre- and co-seismic deformation phases of the Mw 6.1 Pico-Faial (Azores) earthquake, occurred on 9 July of 1998. Seventeen ERS-1 and ERS-2 SAR acquisitions were selected for this investigation. The thirty-four interferograms computed from the available image pairs show poor correlation, particularly over the dense vegetated area of Faial Island and the flanks of Pico. However, on co-seismic pairs, some fringe patterns remain well correlated for some disparate areas of Pico where a complete fringe sequence is visible on the NW part of the island. To optimize the use of DInSAR, phase profiles across this fringe were analysed to distinguish the relative contributions of the co-seismic signal and the tropospheric noise. The resulting estimation for the co-seismic step was about 29 ± 10 mm in range. This estimation fits well the previous geodetic measurements and was compared with the synthetic model derived from geodetic and seismological independent studies. The other technique uses Global Positioning System (GPS) for geodetic observations. A GPS network of 31 control points was implemented for the purpose of measuring ground movements and analyzes the amplitude and the distribution of the present-day deformation throughout the Faial and Pico islands, after the 1998 earthquake. This work presents the results of four GPS campaigns, carried out between 2001 and 2006, in Faial and Pico. Emphasis is on regional and local kinematics of this region. The horizontal velocity field in ITRF2000, estimated by the GPS results, was compared to the velocity field deduced from NUVEL-1A model. Main results show residual motions of Pico, with respect to African plate motion, lower than 2 mm/yr and with respect to Eurasian plate around 5 mm/yr, while Faial presents an intermediate behavior between pure Eurasian and pure African motion. Local kinematics shows a coherent relative horizontal displacement of about 3 ± 0.7 mm/yr between the east and the west sides of Faial. The principal strain rates show an evident compression on the West Faial of about 0.116 ± 0.02 ppm/yr on the N30°E direction, contrasting with an elongation on the East Faial of 0.1 ± 0.01 ppm/yr on the N72°E direction. The geodetic results in Pico suggest elongation of about 0.2 ± 0.01 ppm/yr on the N03°E direction.

KEY WORDS: Differential Interferometry of SAR, GPS, remote sensing, seismic deformation, active tectonics.

AGRADECIMENTOS

AGRADECIMENTOS

A realização deste trabalho de dissertação só foi possível devido à confiança, incentivo e orientação do Prof. Dr. Luís Mendes Victor. Gostaria por isso de expressar os meus mais sinceros agradecimentos pelo seu apoio em todos os momentos, bons e menos bons, deste percurso nem sempre fácil. A realização e conclusão desta dissertação contou também com o incondicional apoio do Prof. Dr. Miguel Miranda e do Prof. Dr. João Catalão que me acompanharam e conduziram em todos os momentos deste trabalho. Para eles o meu mais sincero agradecimento quer pela ajuda científica, quer pela motivação e incentivo transmitidos. Agradeço-lhes acima de tudo a amizade e a confiança que depositaram em mim, não deixando nunca que eu desistisse deste trabalho mesmo nos momentos de maior fragilidade. O meu ceptíssimo relativamente aos resultados na interferometria diferencial na região de estudo foi sempre combatido pelo optimismo e esperança destas três pessoas. A elas devo a conclusão deste trabalho.

Esta moldura humana não ficaria completa sem acrescentar o Dr. Kurt Feigl, a quem agradeço acima de tudo a honestidade que demonstrou no trabalho que realizámos e nos conhecimentos científicos que me transmitiu, na área da interferometria SAR aplicada ao estudo da deformação da crosta terrestre. O estabelecimento de um programa de trabalho de cerca de 12 meses, conduzido sob a sua orientação, no laboratório UMR 5562 do *Centre National de la Recherche Scientifique* (CNES), em Toulouse (França), foi fundamental para o desenvolvimento do trabalho desta dissertação. Quero também agradecer ao Dr. Alexis Rigo, então director deste laboratório, a aceitação da minha presença e a facultação de todos os meios materiais e logísticos para que a minha investigação decorresse ali da melhor forma.

Quero ainda agradecer a todos os colegas, desde investigadores a estagiários, que encontrei nos vários laboratórios que percorri e com quem troquei ideias e conhecimentos que ajudaram indubitavelmente no progresso deste trabalho e que passo a nomear: António Avalonne (no *Institut de Physique do Globe* em Paris) pelo seu conhecimento e experiência no processamento de dados GPS; Rikke Pedersen e Freysteinn Sigmundsson (no *Volcanological Institute* na Islândia) pelos seus conhecimentos em DInSAR; Jean-Luc Froger (no *Laboratoire Magmas et Volcans*, da *Université Blaise Pascal* em Clermont-Ferrand, França) pelo apoio constante no processamento dos dados InSAR; Jean-Claude Souyris, Frederic Adragna e Alain Arnaud (no CNES) pelos preciosos conhecimentos da teoria InSAR e da utilização do

software DIAPASON; Virgilio Mendes (na Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa) pelos comentários e contribuição científica na modelação do atraso troposférico do sinal radar; Rui Fernandes (da Universidade da Beira Interior, Portugal) e todas as pessoas que directa ou indirectamente estiveram envolvidas no apoio logístico para a realização das campanhas de observação GPS no Faial e Pico; e finalmente Nuno Dias (no CGUL) pela cedência de algumas das figuras deste trabalho relativas à sismicidade da região Pico-Faial.

Quero ainda agradecer aos meus colegas Ana Navarro, Carlos Antunes, Maria Augusta Silva e Fernando Soares pela sua amizade, pelo incentivo e por me terem suportado durante estes anos com desabafos dos sucessos e insucessos conseguidos e acima de tudo pedir-lhes desculpa pela falta de humor que se foi acentuado com o progresso do trabalho e receio ser irrecuperável.

Finalmente, quero agradecer às duas pessoas que mais me apoiaram ao longo de todos estes anos de formação com o carinho, a compreensão e a paciência que só um pai e uma mãe sabem dar. Obrigada mãe, obrigada pai por terem sido tão amigos e principalmente por me terem substituído no papel de mãe que tantas vezes fui obrigada a abdicar para poder concluir esta tese.

A todos os familiares e amigos, em particular à minha filha Cláudia, quero pedir-vos desculpas pela minha ausência e agradecer-vos o vosso carinho.

Por fim, gostaria de agradecer à Fundação para a Ciência e Tecnologia o suporte financeiro que me concedeu, através da bolsa de investigação científica de referência SFRH/BD/760/2000, possibilitando assim as minhas deslocações e estadias no estrangeiro. Parte deste trabalho de dissertação foi realizado no âmbito dos projectos de investigação: RETINA (EVG1-CT-2001-00044), SARAÇORES (POCTI/CTA/36281/99), e KARMA (POCI/CTE-GIN/57530/2004) liderados por Kurt Feigl, Prof. Dr. Luís Mendes Victor e Prof. Dr. João Catalão, respectivamente. Quero por isso agradecer também às entidades financiadoras destes projectos, pois sem o seu apoio não teria sido possível a realização deste trabalho.

ÍNDICE

ÍNDICE

Resumo	iii
Abstract	vii
Agradecimentos	xi
Índice	xv
Lista de tabelas	xxi
Lista de figuras	xxv
Acrónimos	xxxiii

Capítulo 1 - Introdução

1.1. A interferometria SAR aplicada à geodesia	2
1.2. DInSAR <i>versus</i> GPS	6
1.3. Motivação e Objectivos	8
1.4. Metodologia	9
1.5. Contribuição científica	10
1.6. Estrutura da tese	11

Capítulo 2 - Contexto geodinâmico e estrutural da área de estudo

2.1. Enquadramento regional	13
2.1.1. Sismicidade	17
2.1.2. Vulcanismo	19
2.2. Enquadramento local	22
2.2.1. Caracterização Geral	22
2.2.2. Unidades geomorfológicas dominantes	23
2.2.3. Complexos vulcânicos	25
2.2.4. Estruturas Tectónicas	26
2.3. Sismicidade na região Faial-Pico	29
2.3.1. Sismicidade histórica	29
2.3.2. O sismo de 9 de Julho de 1998	32
2.3.3. Sismicidade actual	37
2.4. Vulcanismo na região Faial-Pico	38

Capítulo 3 - Processamento interferométrico

3.1. Processamento interferométrico	44
3.1.1. Selecção das imagens SAR	44
3.1.2. Informação orbital	49
3.1.3. Informação altimétrica	51
3.1.4. Focalização dos dados SAR	53
3.1.4.1. Doppler médio em azimute	54
3.1.4.2. Taxa de compressão em azimute	55
3.1.4.3. Imagens RADAR complexas	56
3.1.5. Cálculo dos interferogramas diferenciais	58

3.2. Georeferenciação dos produtos interferométricos	62
3.3. Filtro de fase	66
3.4. Resultados interferométricos	67
3.5. Análise da qualidade dos interferogramas	71

Capítulo 4 - Deformação co-sísmica observada por DInSAR

4.1. Introdução	76
4.2. Interpretação geofísica dos resultados interferométricos.....	76
4.3. Modelação da deformação co-sísmica	92
4.4. Resultados Interferométricos no Faial	98

Capítulo 5 - Cinemática da região Pico-Faial deduzida a partir de observações GPS

5.1. Introdução	104
5.2. Histórico geodésico: passado e presente	104
5.3. Revisão dos resultados geodésicos.....	106
5.3.1. Escala regional: Açores.....	106
5.3.2. Escala local: Pico-Faial	110
5.4. A rede SARTANGO	114
5.5. As campanhas de observação SARTANGO.....	117
5.6. Metodologia e processamento dos dados	117
5.7. Análise dos resultados.....	121
5.8. Discussão e conclusões	130
5.8.1. Campo de velocidades horizontais.....	130
5.8.2. Distribuição da deformação.....	136
5.8.3. Taxa de deformação vertical	138

Capítulo 6 - Conclusões

6.1. Resultados e conclusões	142
6.2. Recomendações e Perspectivas futuras.....	146

Anexo A – RADAR de Abertura Sintetizada

A.1. RADAR: História e evolução.....	152
A.2. Princípio de funcionamento do RADAR.....	155
A.3. Sistemas SLAR	156
A.3.1. Formação de uma imagem SLAR.....	157
A.3.2. Resolução das imagens RAR.....	160
A.3.2.1. Resolução em azimute	161
A.3.2.2. Resolução em distância	161
A.3.3. Radar de Abertura Sintetizada.....	163
A.3.3.1. Síntese de abertura.....	163
A.3.3.2. Compressão em distância	165

A.4. Processamento SAR	168
A.5. Sinal radar complexo	174
A.5.1. Amplitude	175
A.5.2. Fase	175
A.6. Distorções geométricas das imagens SAR.....	176

Anexo B – Princípios de Interferometria SAR diferencial

B.1. DInSAR: História e evolução	180
B.2. Interferometria SAR: Definição e princípio.....	181
B.3. Fase Interferométrica	184
B.4. Interferometria SAR diferencial.....	188
B.4.1. Deformação do terreno obtida por DInSAR	190
B.4.2. Desenrolamento da fase	194
B.5. Qualidade do interferograma	196
B.5.1. Coerência	196
B.5.2. Factores de degradação da coerência.....	197
B.6. Artefactos interferométricos.....	202
B.6.1. Artefactos instrumentais	202
B.6.2. Artefactos topográficos	203
B.6.3. Artefactos orbitais	204
B.6.4. Artefactos atmosféricos	207
B.6.4.1. Modelação teórica	208
B.6.4.2. Redução dos efeitos atmosféricos	210
Referências bibliográficas	217

LISTA DE TABELAS

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1.	Sismos históricos na região dos Açores com intensidade (Escala de Mercalli) de grau igual ou superior a VII.....	18
Tabela 2.2.	Erupções históricas na região dos Açores. Na coluna 1, a letra S indica as erupções submarinas e a letra I as que deram origem à formação de novas ilhas (Adaptado de Madeira e Silveira, 2003).....	21
Tabela 2.3.	Duas soluções possíveis para os parâmetros das falhas determinados por inversão dos dados geodésicos (Fernandes <i>et al.</i> , 2002).....	35
Tabela 3.1.	Imagens ERS-1 e ERS-2 adquiridas para este estudo. A separação orbital (aqui avaliada pela componente perpendicular da base, B_{\perp}) entre imagens é calculada em relação às órbitas 18171, no traço 281, e 17942, no traço 52.....	49
Tabela 3.2.	Doppler médio em azimute (DMAz) e respectiva coerência Doppler calculada para as imagens SAR dos traços 52 e 281.	55
Tabela 3.3.	Taxa de compressão em azimute na primeira coluna (Alcance próximo) e última coluna (Alcance afastado) das imagens e taxa de compressão por pixel. Os valores utilizados para a focalização realizada pelo programa PRISME são os valores indicados a cheio.....	56
Tabela 3.4.	Pares interferométricos calculados neste estudo. Na coluna No. as letras P, C e O indicam os pares pré-, co- e pós-sísmicos, respectivamente. As imagens são designadas pela sua data de aquisição (aammdd: aa-ano, mm-mês, dd-dia). H_a representa a ambiguidade da altitude e Δt a separação temporal entre as épocas de aquisição das imagens do par.	68
Tabela 3.5.	Estatísticas dos histogramas de coerência. Para cada par interferométrico é indicada a média, a mediana e o desvio padrão (σ) do histograma de coerência correspondente (ver Figura 3.15.).....	73
Table 1.	Two possible solutions (Model 1 and Model 2) of the source parameters determined from inversion of the geodetic data (Fernandes <i>et al.</i> 2002).....	78
Table 2.	ERS SAR images, of <i>tracks</i> 52 and 281, acquired for this study. Normal <i>baselines</i> are computed considering the images 981011 (<i>track</i> 281) and 980925 (<i>track</i> 52) as reference. Meteorological parameters Temperature (T), Humidity (U) and Pressure (P) were acquired at FAIM station (Horta Island) and the water vapour (W_v) is computed from radiosonda data acquired at Lajes (Terceira Island), at 12 hours of local time on image acquisition date.....	81
Table 3.	Interferometric pairs computed on this study. Interferometric pairs are represented by the date of the image acquisitions (<i>yymmddMaster–yymmddSlave</i>). H_a is the altitude of ambiguity of each pair, ΔT is the temporal <i>baseline</i> , in days, and ΔP the pressure differences, in mb. Δt_{tropo} is the differential tropospheric delay determined by radiosonde data at Lajes (Terceira Island). $\Delta \Delta r_{ij}$ corresponds to the spatial difference, between the first and last point of profile 4 (figure 5), extracted from the simulated atmosphere interferograms, based on surface meteorological data applied to the model for tropospheric zenith delay (see §3.2).....	82
Tabela 4.1.	Solução determinada pelo MMQ para a estimação dos valores da matriz \mathbf{X}	95
Tabela 4.2.	Soluções obtidas pelo MMQ nos quatro ajustamentos realizados.	96
Tabela 4.3.	Deslocamentos co-sísmicos estimados por GPS (componentes Este e Norte do vector deslocamento) e DInSAR (componente deformação, segundo a visada do radar, d52 no traço 52, e d281 no traço 281, para 8 estações GPS no Faial identificadas pelas suas coordenadas cartográficas no sistema UTM (Zona 26) (cortesia dos autores da publicação Fernandes <i>et al.</i> , 2002).	102
Tabela 5.1.	Coordenadas do vértice geodésico Monte das Moças relativas ao <i>datum</i> Monte das Moças e ao <i>datum</i> Graciosa.....	110
Tabela 5.2.	Sessões de observação por estação (<i>site</i>) e por campanha. As sessões correspondem ao dia GPS do ano da campanha a que correspondem.....	118
Tabela 5.3.	Principais características das campanhas GPS realizadas no Faial e Pico, nos anos 2001, 2003, 2004 e 2006.....	118

Tabela 5.4.	Repetibilidades médias das componentes Este (E), Norte (N) e Vertical (U) das coordenadas das estações SARTANGO, em cada campanha de observação GPS	123
Tabela 5.5.	Componentes Este (E_vel) e Norte (N_vel) dos vectores velocidade estimados para as estações SARTANGO, relativas ao sistema ITRF2000 (NNR), e respectivas incertezas. Cada estação é identificada pela sua localização geográfica (longitude: Long e latitude:lat). Nas colunas 8 -9 e 10-11 são apresentadas as componentes E_vel e N_vel do vector velocidade estimadas pelo modelo NUVEL-1A, relativamente à placa Africana (AF) e Eurasiática (EU), respectivamente. Nas colunas 12-13 e 14-15 indicam-se as diferenças entre as observações, em ITRF2000, e o modelo NUVEL-1A, relativamente a África e a Eurásica, respectivamente. O erro médio quadrático (EMQ) das diferenças é determinado separadamente em cada ilha e para as estações com incertezas, na componente horizontal do vector velocidade, superiores e inferiores a 1 mm/ano.....	127
Tabela 5.6.	Taxas de deformação estimadas para a rede SARTANGO	137
Tabela 5.7.	Velocidades verticais estimadas (U_vel, em mm/ano) para as estações da rede SARTANGO, relativas ao sistema ITRF2000. A coluna 1-sig (em mm/ano) indica as incertezas associadas a cada velocidade. Apenas as estações com mais de duas ocupações estão representadas nesta tabela.	139
Tabela A.1.	Bandas de frequências das microondas (classificação segundo Askne, 2003).....	156

LISTA DE FIGURAS

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1.	Vista tridimensional da falha de Dinar (SW da Turquia). A imagem superior é uma imagem Landsat sobreposta a um modelo altimétrico do terreno. Em 1995 um sismo provocou uma ruptura de 10 km de extensão na falha de Dinar, marcada pela linha a tracejado branco e preto, causando subsidência na área SW da falha (à esquerda) e elevação na área a NE da falha (à direita). Na imagem inferior apresenta-se um interferograma diferencial onde as franjas concêntricas representam isolinhas de igual deformação (cada franja, representada por uma sequência de curvas azul-laranja-amarelo, indica 28 mm de deformação na direcção da visada do radar do satélite ERS-1). Este interferograma apresenta 21 franjas (60 cm de variação em alcance) na zona de subsidência e cerca de 3 franjas (~ 3 cm de variação em alcance) na zona de elevação (extraído de Wright, 2002).....	5
Figura 1.2.	Distribuição de dados de Macrosismicidade (escala de Mercalli modificada, IMM) do sismo de 9 de Julho de 1998. Isossistas determinadas pelo Instituto de Meteorologia (extraído de Dias, 2005)	8
Figura 2.1.	A Plataforma dos Açores (adaptado de Luís <i>et al.</i> , 1994). Dados batimétricos e de elevação do ETOPO2 (curvas de nível com intervalo de 1 000 m). NAM: Placa Norte America; AFR: Placa Africana; EUR: Placa Eurasiática; MAR: Dorsal Média Atlântica; PFZ: Zona de Fractura do Pico; PAFZ: Zona de Fractura Princesa Alice; AFZ: Zona de Fractura dos Açores; FFZ: Zona de Fractura do Faial; NAFZ: Zona de Fractura Norte dos Açores; EAFZ: Zona de Fractura Este dos Açores; GF: Falha da Glória; FT: Formigas; NHB: Bacia de Hirondelle; EGB: Bacia Este da Graciosa; WGB: Bacia Oeste da Graciosa.....	15
Figura 2.2.	Mapa de sismicidade ($M_w > 4$) da região dos Açores no período 1973-2006, elaborado através das bases de dados sísmicos do USGS (NEIC) e do CNSS (ANSS). Os mecanismos focais foram extraídos da base de dados do USGS. Os dados batimétricos e altimétricos são do ETOPO2 (intervalo entre curvas de nível de 1 000 m). Os segmentos da DMA e as zonas de fractura foram adaptadas de Luís <i>et al.</i> (1994).....	19
Figura 2.3.	Localização das principais erupções vulcânicas nos Açores. A numeração de cada erupção corresponde à numeração da coluna 1 da Tabela 2.2, (Adaptado de Madeira e Silveira, 2003).....	21
Figura 2.4.	Mapa de curvas de nível das ilhas Faial e Pico. O intervalo entre curvas de nível é 100m. As coordenadas Este e Norte correspondem à projecção UTM, zona 26N. A altitude máxima na ilha do Faial é de 1 043m no Cabeço Gordo (CG) e no Pico é de 2 351m no topo da Montanha do Pico (P).....	23
Figura 2.5.	Modelos altimétricos das ilhas Faial e Pico produzidos a partir da cartografia militar à escala 1:25 000. As coordenadas Este e Norte correspondem à projecção UTM, zona 26N. Unidades morfológicas dominantes no Faial: C – Caldeira; Gpm - Graben Pedro Miguel; Cp – Complexo vulcânico do Capelo; Unidades morfológicas dominantes no Pico: P – Montanha do Pico; T – Vulcão Topo; PA – Planalto da Achada.....	23
Figura 2.6.	Mapa geológico e topográfico das ilhas Faial e Pico (adaptado de Madeira e Silveira, 2003). Unidades estratigráficas vulcânicas do Faial: Rb – Complexo vulcânico da Ribeirinha; Cd - Complexo vulcânico dos Cedros; Al - Almojarife; p e i – depósitos de materiais associados à formação da Caldeira; Cp – Complexo vulcânico do Capelo, incluindo as erupções históricas de 1752 e 1957. Identificação das falhas: R - Ribeirinha; CC Chã da Cruz; LG - Lomba Grande; RR - Ribeira do Rato; RV - Rocha Vermelha; E - Espalamaca; F - Flamengos; LB – Lomba de Baixo; LM - Lomba do Meio; RA - Ribeira do Adão; C - Capelo; RC - Ribeira das Cabras; RF - Ribeira Funda; AC - Água-Cutelo; CD - Cedros; S - Salão. Unidades estratigráficas vulcânicas do Pico: Lj – Complexo vulcânico das Lajes; Cn – Complexo vulcânico de Calheta do Nesquim; Complexo vulcânico da Madalena: Mp – componente do vulcão do Pico; Mf – Componente da Zona Fissural Este; datas indicam as erupções históricas. Identificação das principais falhas: LC - Lagoa do Capitão; T - Topo; LF - Lomba de Fogo-S. João; SA - Santo António. As estruturas curvilíneas são escarpas antigas de S. Mateus e Arrife. A tracejado são representadas falhas escondidas e fracturas radiais do vulcão do Pico. As curvas de nível estão representadas a cada 200 m	28
Figura 2.7.	Mecanismo focal do sismo de 9-7-1998 (USGS-NEIC), localizações epicentrais preliminares das réplicas e rede sismográfica (estações fixas do SIVISA e móveis do	

	Instituto de Meteorologia e Centro de Geofísica da Universidade de Lisboa) (Cortesia de Matias et al., 2007, in press).....	32
Figura 2.8.	Mecanismo focal do sismo de 9-7-1998 (USGS-NEIC), localizações epicentrais preliminares das réplicas e rede sismográfica (estações fixas do SIVISA e móveis do Instituto de Meteorologia e Centro de Geofísica da Universidade de Lisboa) (Cortesia de Matias et al., 2007, in press).....	36
Figura 2.9.	Projeção UTM (Zona 26N) do campo de deformação horizontal gerado pelas falhas de strike N253°E e N165°E (Adaptado Fernandes et al., 2002)	36
Figura 2.10.	Mapa de sismicidade da região Faial-Pico, registada no período 08/1998-12/2006. Fonte de dados sísmicos: SIVISA. Isobatas com intervalo de 300 m de Lourenço et al. (1998).	38
Figura 3.1.	Cadeia de processamento interferométrico do DIAPASON.....	45
Figura 3.2.	Representação, sobre a Terra, de uma órbita ERS, de um traço e de uma janela de varrimento (adaptado de Cunha, 2000).....	46
Figura 3.3.	Área geográfica abrangida pelos traços 52 e 281 (janela 2835), na região do Arquipélago dos Açores, correspondentes a órbitas descendentes. O mecanismo focal e a localização do sismo de 9 de Julho de 1998, estimados pelo NEIC, são também representados, assim como as principais estruturas geológicas (ver Figura 2.1. para mais detalhes sobre as estruturas geológicas).....	47
Figura 3.4.	Modelos altimétricos do Faial (esquerda) e Pico (direita) no formato utilizado pelo DIAPASON (<i>pixel</i> codificado por um inteiro de 2 bytes). As barras horizontais representam as altitudes em metros.	52
Figura 3.5.	Interferogramas calculados com modelos altimétricos, da ilha do Pico, gerados com grelhas de <i>pixel</i> quadrado com dimensões de 20 m (à esquerda), 50 m (ao centro) e 100 m (à direita). O interferograma co-sísmico corresponde ao par 951109-980925	53
Figura 3.6.	Imagens multi-vista, em geometria de aquisição radar, correspondentes aos traços 52 (à esquerda, órbita 22585) e 281 (à direita, órbita 636)	57
Figura 3.7.	Imagens de intensidade das ilhas Faial (em cima) e Pico (em baixo), na geometria de aquisição radar, correspondentes aos traços 52 (órbita 22585) e 281 (órbita 636), respectivamente	57
Figura 3.8.	Imagens de amplitude simuladas a partir da órbita 1137 (Faial à direita e Pico à esquerda) e dos respectivos modelos altimétricos.....	60
Figura 3.9.	Reflectância da imagem simulada em função do declive local do terreno.....	61
Figura 3.10.	Produtos interferométricos (amplitude, fase e coerência) da ilha do Faial (gerados com o par 951109-951215) e Pico (gerados com o par 950709-951126). Todos os produtos são representados na geometria radar (SAR) e na geometria ORTHO. As imagens em geometria ORTHO foram produzidas com modelos altimétricos de resolução geométrica igual a 20 m.	63
Figura 3.11.	Geometria SAR em relação a um sistemas de referência cartesiano (X,Y,Z) e geodésico (lat,long,h).	64
Figura 3.12.	Interferograma co-sísmico, da ilha do Pico, par 951230-981011 georeferenciado originalmente no sistema de referência do DEM (UTM, Datum WGS84) e representado em coordenadas geográficas (latitude, longitude).	65
Figura 3.13.	Interferogramas co-sísmicos, em geometria ORTHO, do par 951231-981011, traço 281, gerados sem filtro ($\omega=0$) e com a aplicação do filtro de Goldstein e Werner (1998) com $\omega=0.7$, $\omega=1$ e $\omega=1.5$	67
Figura 3.14.	Interferogramas diferenciais produzidos com imagens do traço 52 (nesta página) e 281 (página seguinte). Os interferogramas são identificados pelas datas de aquisição das imagens referência-escrava (aammddia, aa:ano, mm:mês, dd:dia).	69/70
Figura 3.15.	Histogramas de coerência dos interferogramas diferenciais correspondentes à região do Pico assinalada na imagem de amplitude. Coerência = 1 indica correlação total entre as imagens e Coerência = 0 indica que as imagens são completamente diferentes e por isso não há coerência. Os histogramas com a imagem de referência 908, 4706, 8714, 22585, 2912, 23086 e 3414 são do traço 52, e os histogramas com a imagem de referência 636, 1137, 2640, 23315, 3642 e 18171 são do traço 281.....	72

Figure 1.	Azores Archipelago, Atlantic North. Gloria fault (GF), East Azores Fracture Zone (EAFZ) and Mid-Atlantic Ridge (MID) are the major geological structures close to the triple junction point where North American, Eurasian and African plates meet. The star identifies the epicentre, at N38.63u, W28.52 determined by SIVISA, and FAIM the site location where meteorological measurements were acquired. The focal mechanism generated by Pico-Faial earthquake of 9 July 1998 is also indicated. Large boxes highlight Synthetic Aperture Radar (SAR) coverage from ERS-1/2 78	78
Figure 2.	Synthetic interferogram representing fringe pattern computed from source parameters determined by Fernandes <i>et al.</i> (2002) (Model 1 and Model 2: solutions described in section 1). Each fringe, in the synthetic interferogram, denotes 28.3mm of change in range. Colour sequence red-blue-yellow indicates range change increasing and red-yellow-blue range change decreasing. Coordinates are easting and northing in km and the cartographic projection is the Universal Transverse Mercator projection, zone 26 80	80
Figure 3.	Observed differential co-seismic interferograms. One colour fringe represents 28.3mm of range change. Panels (a) through (f): <i>track</i> 52, <i>frame</i> 2835; (a): 920609–980925; (b): 930316–980925; (c): 951109–980925; (d): 951110–980925; (e): 951214–980925, (f): 951215–980925. Panels (g) and (h): <i>track</i> 281, <i>frame</i> 2835; (g): 951230–981011, (h): 951231–981011 83	83
Figure 4.	(a) Simulated troposphere interferogram computed using Saastamoinen–Mendes and Langley model. Meteorological data used for this computation were acquired on 30 December 1995 and on 11 October 1998, at FAIM site. (b) Differential SAR interferogram 951230–981011, after tropospheric correction 85	85
Figure 5.	Amplitude image of Pico Island and profiles used on time series analysis. Panels A to F, show averaged range change profiles corresponding to <i>tracks</i> 52 and 281. Panels show, for both <i>tracks</i> , mean profiles obtained from the pre-, co- and post-seismic groups. Range change values are expressed in mm..... 87	87
Figure 6.	Comparison between modelled range shift profiles, associated with the two mechanisms (Model 1 and Model 2), and the mean co-seismic profiles 3, 4 and 5. Panels A, B and C refer to <i>track</i> 52 and panels D, E and F to <i>track</i> 281. Standard deviation computed along profile is also showed as error bars 88	88
Figura 4.1.	Perfis da fase desenrolada extraídos dos interferogramas diferenciais calculados para o traço 52. O perfil 4 (A4-A4'), traçado na zona NW do Pico (cf. Figure 5 da secção 4.3. para identificar a sua localização) tem 5 km de comprimento entre o primeiro (A4, aos 0 km) e último ponto (A4', aos 5 km). Os valores da variação do alcance (range change) são representados em milímetros (mm). Os perfis traçados sobre os pares co-sísmicos aparecem com círculos vermelhos e os perfis traçados nos interferogramas pré-sísmicos aparecem com traço contínuo. A preto (ponto-linha) está também representado o perfil traçado sobre o interferograma atmosférico simulado correspondente a cada grupo 93	93
Figura 4.2.	Resultados do ajustamento da série temporal dos perfis traçados sobre os interferogramas do traço 52. O modelo matemático usado para ajustar os valores estimados pela solução MMQ é representado pela função matemática Heaviside 96	96
Figura 4.3.	Comparação entre as observações interferométricas e os valores estimados pelo MMQ. A linha vertical representa a separação entre os interferogramas do período pré-sísmico (à sua esquerda) e co-sísmico (à sua direita). As observações são representadas por cruces e os valores estimados para a variação do alcance (range change) estão representados por quadrados 97	97
Figura 4.4.	Interferogramas sintéticos da deformação co-sísmica no Faial produzidos a partir dos modelos geofísicos propostos por Fernandes et al. (2002) (modelo de falha N253°E à esquerda e modelo de falha N165°E à direita) e do vector visada do traço 52 100	100
Figura 4.5.	Mapa dos deslocamentos horizontais co-sísmicos obtidos a partir de observações GPS. Os vectores a cinzento representam os deslocamentos observados e a preto os vectores resultantes dos modelos de deslocação N253°E (à esquerda) e N165°E (à direita) (extraído de Fernandes et al., 2002)..... 101	101
Figura 4.6.	Localização das estações GPS que serviram de base para a análise efectuada na Tabela 4.3., representadas sobre uma imagem SAR de amplitude da ilha do Faial 102	102
Figura 5.1.	Deslocamentos relativos (em mm) e velocidades correspondentes (entre parêntesis, em cm/ano) entre '1937' e '1994' para algumas bases geodésicas consideradas no grupo central do Arquipélago dos Açores. Os vectores representam os deslocamentos	

	absolutos no mesmo período de observação, no sistema de referência ITRF93 (adaptado de Pagarete <i>et al.</i> , 1998).....	107
Figura 5.2.	Taxa de deformação anual de 4 estações GPS da rede TANGO, obtida no período de 1988 – 1994 relativas ao sistema de referência ITRF93 (adaptado de Bastos <i>et al.</i> , 1998)	108
Figura 5.3.	Esquema simplificado do modelo da cinemática actual da região da Junção Tripla dos Açores. A faixa de deformação (representada a tracejado longo) é deduzida a partir dos resultados GPS das campanhas TANGO e os segmentos de fronteira de placas (representados com traço cheio) foram estimados pelo modelo de deformação elástica. A taxa de abertura, de 2.1 mm/ano, entre a Eurásia e Núbia foi estimada pelo modelo DEOSVel e os comprimentos das bases Corvo-S. Maria e Corvo-Graciosa (representadas a tracejado curto) foram determinadas por GPS. As estruturas tectónicas representadas são: RT-Rift da Terceira; DMA-Dorsal Média do Atlântico; FFZ-Zona de Falha do Faial; SJC-Canal de S. Jorge; FG-Falha da Glória (simplificação adaptada de Fernandes (2004), pp. 144).....	109
Figura 5.4.	Deslocamentos horizontais no Faial, relativos ao vértice Monte das Moças, determinados a partir de observações geodésicas entre 1937 e 1994. A tracejado encontram-se os principais alinhamentos tectónicos da ilha definidos por Madeira e Ribeiro (1990) (adaptado de Pagarete <i>et al.</i> , 1998)	112
Figura 5.5.	Mapa dos deslocamentos horizontais, relativos ao vértice Monte das Moças, obtidos após ajustamento da rede de observações (direcções e distâncias). Os vectores a azul são os deslocamentos observados e os vectores a vermelho são os deslocamentos resultantes do modelo das quatro falhas de ruptura (extraído de Catalão <i>et al.</i> , 2006). .	112
Figura 5.6.	Velocidades absolutas estimadas pelo modelo DEOSVel para as estações FAIM (SW do Faial) (em cima) e PPIL (extremo oriental do Pico) (em baixo). Para cada ilha são também representados os movimentos estimados para cada estação, de acordo com o modelo DEOSVel, relativos à Eurásia (EURA) e Núbia (NUBI) ‘estáveis’. As incertezas são representadas pelas elipses de confiança a 95% (extraído de Fernandes, 2004)	113
Figura 5.7.	Implantação das marcas geodésicas no terreno: A – Perfuração da rocha; B – Colocação da marca (peça metálica) e cimentação; C – Verificação e nivelamento da peça; D - Peça instalada; E – Peça auxiliar utilizada quando o local exige elevação da antena GPS; F – Antena GPS colocada directamente sobre a peça	116
Figura 5.8.	Localização e distribuição das marcas geodésicas da rede SARTANGO. As marcas instaladas em 1988 e 1999 pertencem à rede TANGO, as marcas instaladas em 2001 à rede SARAÇORES	116
Figura 5.9.	Distribuição espacial das 9 estações IGS/EUREF utilizadas no processamento dos dados GPS com o software GAMIT.....	120
Figura 5.10.	Histogramas da distribuição do <i>wrms</i> das componentes das coordenadas estimadas para as estações da rede SARTANGO nas campanhas de 2001, 2003, 2004 e 2006 ...	124
Figura 5.11.	Séries temporais obtidas a partir das componentes Este e Norte das coordenadas ITRF2000 para 9 estações da rede SARTANGO ocupadas nas campanhas de 2001, 2003, 2004 e 2006.....	125
Figura 5.12.	Mapa de sismicidade na região Pico-Faial para o período Janeiro de 2001 a Dezembro de 2006 (Fonte de dados: SIVISA).....	126
Figura 5.13.	Componentes Norte (N_vel) (à esquerda) e Este (E_vel) (à direita) dos vectores velocidade das estações SARTANGO e respectivos valores residuais, após remoção do valor médio a cada uma das componentes dos vectores velocidade.....	129
Figura 5.14.	Velocidades horizontais, em ITRF2000, das estações da rede SARTANGO estimadas a partir dos resultados GPS (a preto) e pelo modelo NUVEL-1A, relativamente à África ‘estável’ (a vermelho) e relativamente à Eurásia ‘estável’ (a verde). As elipses de erro, dos vectores velocidade obtidos por GPS, foram determinadas com um intervalo de confiança a 95%	130
Figura 5.15.	Velocidades horizontais da rede SARTANGO, em ITRF2000, no Faial e velocidades estimadas pelo modelo NUVEL-1A relativamente à Eurásia (NUVEL-1A_EU) e África (NUVEL-1A_AF) ‘estáveis’. A “Média Pico” e “Média Faial” representam os valores médios da velocidade horizontal, estimada por GPS, para as estações SARTANGO no Pico e no Faial, respectivamente. Para uma leitura mais clara da figura não são indicados o nome de todas as estações no Faial.....	132

Figura 5.16.	Movimentos horizontais residuais (em mm/ano) entre as velocidades resultantes das observações GPS e as velocidades estimadas pelo modelo NUVEL-1A, considerando a Eurásia 'estável' (A e B) e África 'estável' (B e C). A – diferenças entre os movimentos estimados pelas observações GPS e as estimativas do modelo NUVEL-1A; B - diferenças dos movimentos estimados pelo modelo NUVEL-1A, da África relativamente à Eurásia; C – diferenças dos movimentos estimados pelas observações GPS e pelas estimativas do modelo NUVEL-1A; D - diferenças dos movimentos estimados pelo modelo NUVEL-1A, da Eurásia relativamente a África.....	133/134
Figura 5.17.	Velocidades horizontais (a preto) e deslocamento co-sísmico (a cinzento) para as estações TANGO no Faial (FAIM), Pico (PICO, designada por PPIL neste trabalho) e S. Jorge (JORG) (Extraído de Fernandes et al., 2002).	135
Figura 5.18.	Taxas de deformação estimadas, entre 2001 e 2006, em três subredes da região Pico-Faial, em ppm/ano.	137
Figura 5.19.	Velocidades verticais (em mm/ano), relativas ao sistema ITRF2000, para as estações da rede SARTANGO no período de 2001a 2006. Apenas as estações com mais de duas épocas de observação estão representadas.	138
Figura 5.20.	Estimativas geodésicas para as altitudes elipsoidais das estações FAIM (rede SARTANGO) e PDEL (rede global IGS), determinadas nas campanhas SARTANGO de 2001, 2003, 2004 e 2006 e respectivas incertezas (representadas pelas barras verticais). O declive das rectas de regressão indicam uma estimativa aproximada das taxas de subsidência de cada estação.....	140
Figura A.1.	a) Radar com visada na direcção do nadir (figura da esquerda); b) radar de visada lateral (figura da direita).....	157
Figura A.2.	Geometria de aquisição de uma imagem por um instrumento radar do tipo SLAR.....	159
Figura A.3.	Formação de uma imagem radar	160
Figura A.4.	Resolução em azimute	161
Figura A.5.	Resolução em distância.....	162
Figura A.6.	Princípio de síntese de abertura radar	164
Figura A.7.	Sobreposição e separação de ecos de objectos com distâncias azimutais iguais e distâncias diferentes.....	166
Figura A.8.	Princípio da compressão em distância	167
Figura A.9.	Largura da banda Doppler sintetizada.....	171
Figura A.10.	Influência da estimação do Doppler centroid e da taxa de compressão em azimute na qualidade da imagem SAR focalizada: A - Imagem restituída com um Doppler (óptimo) = 0.25 e uma taxa de compressão (óptima) = 1303.4; B - Doppler médio incorrecto (=0.75); C - taxa de compressão (não optimizada) =2000.....	174
Figura A.11.	Distorções geométricas na imagem SAR provocadas pela topografia do terreno. A área (1) indica zona de compressão, (2) zona de inversão e (3) sombra.....	176
Figura B.1.	Geometria InSAR. SM e SS representam as posições do radar nas órbitas de referência (Master) e escrava (Slave), respectivamente. A linha de base entre as posições S_M e S_S é representada por B, que por sua vez é decomposta em duas componentes: base perpendicular (B_{\perp}) e base paralela (B_{\parallel}). R_M e R_S são os alcances oblíquos entre um ponto P no terreno e o radar nas posições SM e SS, respectivamente. O ângulo de vista do radar é representado por θ e a diferença angular entre as direcções de visada para P e P', por $\delta\theta$. A altitude do radar, acima da superfície de referência, é designada por H e a diferença de altitudes entre P e P' por H_P	183
Figura B.2.	Geometria DInSAR de passo repetido num plano ortogonal às trajectórias do satélite ..	192
Figura B.3.	Sensibilidade da componente do deslocamento na direcção da visada do satélite	192
Figura B.4.	Combinação de duas visadas SAR de modo a constranger melhor o deslocamento e a ambiguidade da fase	193
Figura B.5.	Na figura as transições de 0 a 2π descrevem as linhas de igual range do interferograma. A fase "enrolada" está representada pelo traço a tracejado e a fase "desenrolada" pelo traço a cheio. A fase enrolada varia entre 0 e 2π . Um ciclo	

	completo de fase corresponde a um deslocamento de 2.8 cm (ou seja, metade do comprimento de onda utilizado pelo sensor radar dos satélites ERS).....	196
Figura B.6.	Relação entre a influência da perturbação de origem geométrica na correlação interferométrica ($\gamma_{\text{geométrica}}$), com a componente perpendicular da base (B_{\perp}) e o declive do terreno (α) para os satélites ERS-1/2 (extraído de Hanssen (2001)).	199
Figura B.7.	Desvios em distância e em azimute, entre as imagens de referência e escrava, devido a diferenças na geometria de aquisição das imagens (adaptado de Reigber, 2001).	201
Figura B.8.	A (figura da esquerda): Duas órbitas (referência e escrava) e as respectivas elipses de erro associadas; B (figura da direita): componentes do erro, na direcção radial e na direcção perpendicular (<i>across-track</i>) à trajectória, que influenciam as componentes vertical (B_v) e horizontal (B_h) da base (adaptado de Hanssen, 2001).	204

ACRÓNIMOS

ACRÓNIMOS

ANSS	Advanced National Seismic System
CGUL	Centro de Geofísica da Universidade de Lisboa
CNES	Centre National d'Estudes Spatiales
CNSS	Council of the National Seismic System
DEM	Digital Elevation Model
DEOS	Department Earth Observation and Space Systems
DIAPASON	Interferometric Automated Process Applied to Survey Of Nature
DInSAR	Differential Interferometry of Synthetic Apertura Radar
DMA	Dorsal Média do Atlântico
ERS	European Remote Sensing
ESA	European Space Agency
ESOC	European Space Operations Centre
EUREF	European Referente Frame
GNSS	Global Navigation Satellite Systems
GPS	Global Positioning System
GRS80	1980 Geodetic Reference System
ICTE	Instituto das Ciências da Terra e do Espaço
IERS	International Earth Rotation Service
IGeoE	Instituto Geográfico do Exército
IGP	Instituto Geográfico Português
IGS	International GNSS Service
IM	Instituto de Meteorologia
IMM	Intensidade Mercalli Modificada
InSAR	Interferometry SAR
IPCC	Instituto Português de Cartografia e Cadastro
ITRF	International Terrestrial Reference Frame
MIT	Massachusetts Institute of Technology
NEIC	National Earthquake Information Center
OAUP	Observatório Astronómico da Universidade do Porto
RADAR	Radio Detection And Ranging
RINEX	Receiver INdependent EXchange
SAR	Synthetic Aperture Radar
SIVISA	Serviço de Vigilância Sismológica dos Açores
SLC	Single Look Complex
SOPAC	Scripps Orbit and Permanent Array Center
USGS	U.S. Geological Survey
UTC	Universal Time Coordinated
UTM	Universal Transverse Mercator

CAPÍTULO 1

Introdução

1.1. A interferometria SAR aplicada à geodesia	2
1.2. DInSAR <i>versus</i> GPS.....	6
1.3. Motivação e Objectivos.....	8
1.4. Metodologia	9
1.5. Contribuição científica	10
1.6. Estrutura da tese	11

1.1. A INTERFEROMETRIA SAR APLICADA À GEODESIA

Os avanços na geodesia ocorridos nos últimos anos são resultado da necessidade crescente do conhecimento dos processos físicos e dinâmicos da Terra. Muitos destes processos manifestam-se à superfície terrestre de uma forma abrupta e perigosa para a população que habita nas suas proximidades. O vulcanismo, a sismicidade, a erosão, a actividade antropogénica, entre outros, são fenómenos que necessitam de uma vigilância constante usando para o efeito, técnicas de elevada precisão. Se bem que os métodos clássicos da geodesia possam dar um elevado contributo para a monitorização destes fenómenos, as técnicas de detecção remota surgem como um complemento essencial nos estudos de geodinâmica. Como tal, a tecnologia desenvolvida na área das ciências da Terra e do Espaço centrou-se, nas últimas décadas, no aperfeiçoamento de sistemas de observação e medição da Terra, onde o rigor, a amostragem espacial e a regularidade das observações primasse em relação a qualquer outro factor. As técnicas de geodesia espacial tais como o Sistema de Posicionamento Global (*Global Positioning System*, GPS) ou a Interferometria Radar de Abertura Sintetizada (*Synthetic Aperture Radar Interferometry*, InSAR) estão particularmente bem adaptadas para responder a este tipo de critérios e nomeadamente à capacidade da cobertura de fenómenos de pequena e grande escala. Em particular, a evolução temporal e espacial da deformação da crosta terrestre gerada pelo efeito de forças tectónicas, pode actualmente ser seguido e medido com precisões sub-centimétricas, qualquer que seja o grau de evolução dessas deformações.

Desde o início dos anos 80 que estes processos geodinâmicos têm sido estudados essencialmente através da análise de observações GPS. Este sistema permite determinar com elevada precisão movimentos da crosta terrestre através de medições pontuais em estações equipadas com antenas receptoras dos sinais emitidos pelos satélites GPS. Para as aplicações geofísicas o GPS, a operar em modo permanente, permite obter actualmente incertezas muito pequenas (Blewitt, 1993; Segall e Davis, 1997). Estes resultados estão claramente comprovados, nomeadamente em regiões sismicamente activas. Embora o GPS constitua uma das mais importantes técnicas geodésicas da actualidade, apresenta condicionantes operacionais que levaram à exploração de outras técnicas de geodesia espacial. É neste quadro de investigação, que surge a técnica de Interferometria SAR como uma das mais recentes, potentes e aliantes técnicas geodésicas da actualidade e que veio resolver algumas das limitações dos sistemas geodésicos convencionais, nomeadamente o facto de:

- i. apresentar a capacidade de detectar e representar pequenas alterações topográficas em grandes extensas geográficas;
- ii. apresentar uma resolução espacial e temporal não comparável a nenhum outro método geodésico convencional;
- iii. possibilitar a aquisição de informação sem recorrer a outros instrumentos;
- iv. operar sob quaisquer condições atmosféricas e a qualquer hora do dia ou da noite;
- v. apresentar uma precisão nas medições interferométricas equivalente à precisão de muitos outros métodos de levantamento clássicos;

Os dados SAR resultam da operacionalidade de sensores activos de microondas, como os radares (RADAR, *Radio Detecting And Ranging*). Os sistemas radar de imagem tiveram um marco importante no seu desenvolvimento quando as resoluções espaciais obtidas pelos primeiros sistemas foram melhoradas pelos designados Sistemas Radar de Abertura Sintetizada (*Synthetic Aperture Radar*, SAR). Estes sistemas utilizam o seu próprio movimento para sintetizar uma antena mais longa do que a real, de modo a produzirem imagens com melhores resoluções espaciais. O avanço destes sistemas conduziu ao aparecimento da técnica InSAR que explora a informação de fase contida no sinal radar de pelo menos duas imagens SAR adquiridas em diferentes épocas sobre a mesma área do terreno, e que uma vez bem correlacionadas formam um interferograma. Um interferograma é uma imagem de diferenças de fase ou seja de diferenças de trajecto do sinal radar entre as épocas das duas imagens. Havendo alterações na superfície do solo existem consequentemente variações no comprimento do trajecto do sinal radar. Estas variações são mensuráveis por InSAR e a fase é a observável chave desta técnica.

Embora a tecnologia em questão tenha sido originalmente desenvolvida para fins militares, actualmente é utilizada numa grande variedade de aplicações civis. Desde os finais dos anos 80, têm sido desenvolvidas muitas aplicações para a interferometria SAR. Os modelos altimétricos de terreno (*Digital Elevation Model*, DEM) e os mapas de deformação da superfície do solo são talvez os produtos mais generalizados na área das ciências geofísicas. Gens e Vangenderen (1996), Massonnet e Feigl (1998), e Hanssen (2001) constituem algumas das referências que melhor resumem as diferentes áreas de aplicação da técnica InSAR. No âmbito desta dissertação, a aplicação InSAR de maior interesse está relacionada com os estudos de deformação da superfície terrestre. Estudos desta natureza utilizam uma das variantes da técnica

InSAR, que é designada por Interferometria SAR diferencial (*Differential Interferometry of Synthetic Aperture Radar*, DInSAR). Na técnica DInSAR as órbitas das imagens do par interferométrico devem ser o mais idênticas possível de modo a reduzir a sensibilidade da técnica à topografia do terreno. As deformações da crosta terrestre mensuráveis por DInSAR podem ser categorizadas nas seguintes áreas:

i. *Sismologia*

Este é provavelmente o domínio onde tem sido realizado maior número de trabalhos científicos, em particular diferentes tipos de estudos co-sísmicos (ver por exemplo, Massonnet *et al.*, 1993; Peltzer e Rosen, 1995; Peltzer *et al.*, 2001; Reilinger *et al.*, 2000; Pedersen *et al.*, 2001), estudos de deformação pós-sísmica (e.g. Peltzer *et al.*, 1996; Massonnet *et al.*, 1996; Jónsson *et al.*, 2002), e a monitorização de eventos tectónicos asísmicos (e.g. Rosen *et al.*, 1998) e intersísmicos (e.g. Wright *et al.*, 2001). Alguns dos fenómenos físicos estudados geraram deformações no solo muito pequenas (e.g. menos de 1 mm/ano para eventos inter-sísmicos). Um exemplo de um interferograma de deformação co-sísmica, gerada pelo sismo de 1995 na Turquia, está representado na Figura 1.1., onde se pode verificar uma extensa área de subsidência de cerca de 61 cm resultante do ressalto de 7 cm de elevação da falha de Dinar (Wright *et al.* 1999).

ii. *Vulcanologia*

A vulcanologia representa outro campo relevante das aplicações DInSAR. O estudo de processos de inflação e de deflação de vulcões activos são as aplicações mais comuns. Vários exemplos de aplicações DInSAR à vulcanologia são descritos por Massonnet e Sigmundsson (2000).

iii. *Glaciologia*

Vários projectos têm sido conduzidos neste domínio, nomeadamente na Gronelândia e na Antárctida. Estes estudos visam essencialmente medir as variações topográficas das superfícies cobertas de gelo (e.g. Goldstein *et al.*, 1993) para ai avaliar periodicamente o degelo (e.g. Rignot, 1998).

iv. *Escorregamentos de terras e processos de erosão costeira*

Neste campo os trabalhos realizados têm sido em menor número principalmente devido à perda de coerência interferométrica que fenómenos desta natureza provocam. Geralmente as alterações da superfície geradas por escorregamentos de terras são demasiado elevadas para serem medidas por

DInSAR. Alguns exemplos de trabalhos nesta área são descritos por Carnec *et al.* (1996) e Fruneau (1995).

v. *Subsidência dos solos*

A subsidência dos solos motivada por extracção mineira, construções subterrâneas, actividade geotermal, ou outras actividades antropogénicas têm sido descritas em vários trabalhos como por exemplo, Massonnet *et al.* (1998), Jonsson *et al.* (1998), Amelung *et al.* (1999), Strozzi *et al.* (2000) e Crosetto *et al.* (2002). Grande parte destes trabalhos são em zonas urbanas onde a coerência interferométrica permanece elevada, mesmo com intervalos de observação longos. Uma variante da técnica DInSAR, designada por *Permanent Scatterers* (PS) (Ferretti *et al.*, 2001), apresenta-se como promissora para avaliar fenómenos desta natureza.

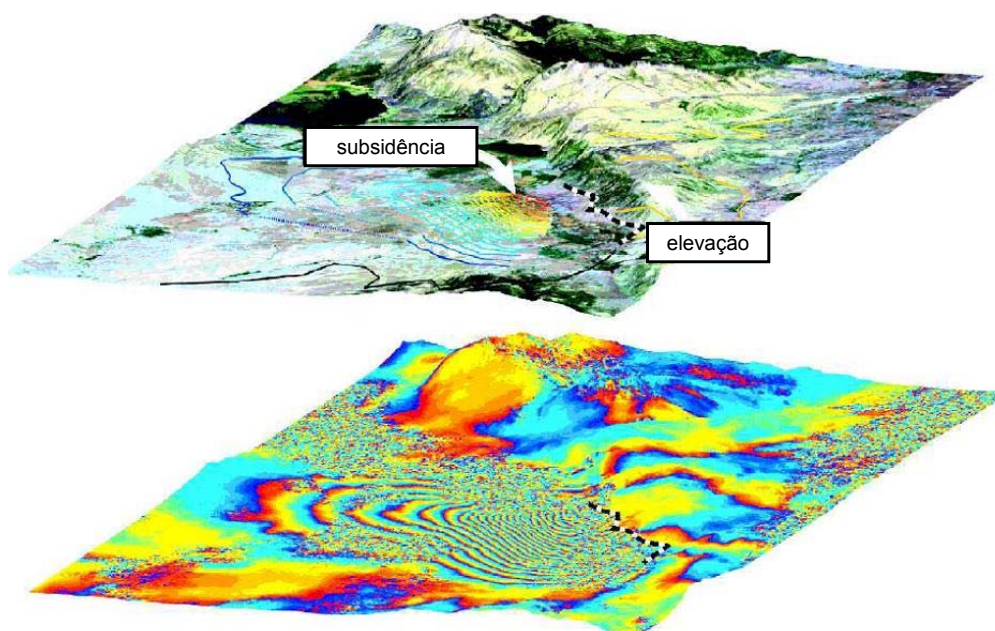


Figura 1.1. Vista tridimensional da falha de Dinar (SW da Turquia). A imagem superior é uma imagem Landsat sobreposta a um modelo altimétrico do terreno. Em 1995 um sismo provocou uma ruptura de 10 km de extensão na falha de Dinar, marcada pela linha a tracejado branco e preto, causando subsidência na área SW da falha (à esquerda) e elevação na área a NE da falha (à direita). Na imagem inferior apresenta-se um interferograma diferencial onde as franjas concêntricas representam isolinhas de igual deformação (cada franja, representada por uma sequência de curvas azul-laranja-amarelo, indica 28 mm de deformação na direcção da visada do radar do satélite ERS-1). Este interferograma apresenta 21 franjas (60 cm de variação em alcance) na zona de subsidência e cerca de 3 franjas (~ 3 cm de variação em alcance) na zona de elevação (extraído de Wright, 2002).

Finalmente, uma revisão interessante das mais recentes aplicações geofísicas da técnica DInSAR, utilizando dados ERS e ENVISAT por ser consultada em <http://eopi.esa.int/esa/esa> (acedido em 2007-09-10).

1.2. DINSAR VERSUS GPS

Embora com capacidades e aplicações similares o GPS e a técnica DInSAR envolvem metodologias muito diferentes e sobretudo existem diferenças no tipo de informação extraída dos dados, que levam a maioria dos investigadores, sempre que possível, a utilizarem ambas as técnicas nos estudos de geodinâmica. As principais diferenças destas técnicas geodésicas centram-se nos seguintes aspectos:

- i. Através da técnica DInSAR é possível medir a variação da deformação do terreno apenas segundo uma direcção, ou seja a da visada do sensor. Como tal, através desta técnica, não é possível distinguir se os deslocamentos observados correspondem a movimentos horizontais ou verticais, nem determinar a componente do movimento em cada uma das direcções. Ao invés disso, com o GPS é possível obter as três componentes (Este, Norte, Vertical) do vector deslocamento numa superfície em deformação.
- ii. Dado o pequeno ângulo de incidência da maioria dos sensores radar ($\approx 23^\circ$ para os satélites ERS), a componente vertical do deslocamento é capturada com maior clareza do que a componente horizontal. Como a componente vertical observada pelo GPS é a medida menos precisa deste sistema (cerca de 3 vezes menos precisa do que a componente horizontal, a técnica DInSAR, utilizada juntamente com observações GPS, pode contribuir para uma avaliação mais completa dos movimentos verticais da superfície terrestre.
- iii. O GPS não fornece a densidade espacial desejada quando se pretende detectar deslocamentos locais de pequena escala, principalmente em áreas muito remotas. Pelo contrário, a DInSAR permite obter uma densidade espacial elevadíssima pois a informação interferométrica cobre continuamente toda a área captada pelo sensor (resoluções de cerca de 25 m em áreas de aproximadamente 100x100 km, no caso dos sensores ERS).
- iv. O GPS fornece séries temporais de dados enquanto que a técnica DInSAR pode ser vista como um conjunto de medições instantâneas. A análise de longas séries temporais de dados GPS permite estimar com maior rigor a taxa de deformação de um ponto na superfície terrestre.

- v. Num referencial geodésico terrestre bem definido as medições GPS podem ser representadas em modo absoluto ou relativo, enquanto que as medições DInSAR são sempre relativas, a menos que utilize como informação complementar dados por exemplo do GPS, e transforme as diferenças de fase, conhecidas inicialmente apenas em ciclos de 0 a 2π , em valores absolutos através de métodos de desenrolamento da fase (*phase unwrapping*). Esta situação nem sempre é viável pois em terrenos com relevo muito acentuado e contrastante os métodos de desenrolamento de fase são dificilmente aplicáveis ou funcionam com pouco rigor, reuendo geralmente intervenções manuais para se obterem resultados satisfatórios.
- vi. A técnica DInSAR é muito sensível aos efeitos atmosféricos (e.g., atraso troposférico e atraso ionosférico), aos erros nas órbitas dos satélites, à separação temporal entre imagens do mesmo par e às condições ambientais da superfície do terreno. O GPS, apesar de sensível a alguns destes factores, nomeadamente aos erros orbitais e atmosféricos, utiliza metodologias de processamento que permitem reduzir enormemente os seus efeitos sobre os resultados finais. Enquanto que a actuação conjunta destes factores num único interferograma não permite, na maioria das vezes, discriminar o contributo individual de cada um, o que dificulta a interpretação do sinal geofísico, caso esteja presente.

Perante algumas destas diferenças, facilmente se conclui que a complementariedade de ambas as tecnologias, independentes entre si, e a sua utilização conjunta, de preferência integrada, resulta num maior conhecimento científico relativo à dinâmica da Terra. A condição fundamental para a utilização conjunta GPS e DInSAR é que operem no mesmo local e de modo a coexistirem em períodos comuns. Infelizmente, esta situação ocorre muito esporadicamente, primeiro porque os fenómenos geofísicos de origem sísmica, susceptíveis de serem estudados por ambas as tecnologias, muitas vezes ocorrem de forma inesperada e os meios terrestres necessários para a aquisição de dados não estão operacionais. Por outro lado, os dados SAR em regiões mais remotas do planeta são em número muito reduzido, a menos que haja pedidos especiais de aquisição desses dados com antecedência para uma determinada região, e para tal é necessário existir um projecto que apoie esta iniciativa em termos científicos e financeiros. O elevado custo associado à realização de campanhas de observação GPS, que inclui diversos meios materiais e humanos, constitui ainda um dos principais factores que levam à restrição da realização destas campanhas. A metodologia mais promissora na utilização conjunta de ambas as tecnologias é o uso

de estações GPS a operarem em modo contínuo o que permite monitorizar com maior rigor pequenas deformações da crosta terrestre e calibrar alguns dos erros que mais afectam as observações DInSAR. Desta forma, as observações DInSAR podem ser utilizadas para produzir mapas de deformação ‘absoluta’ a partir da interpolação dos valores obtidos por GPS nas estações de observação.

1.3. MOTIVAÇÃO E OBJECTIVOS

Este estudo teve como principal objectivo explorar as condições de aplicabilidade da interferometria SAR diferencial no Arquipélago dos Açores (Atlântico Norte) e de avaliar o seu potencial na medição de deformações da superfície do solo de pequena magnitude em condições de baixa coerência interferométrica. Para o efeito, seleccionou-se o período associado ao ciclo sísmico (períodos pré-, co- e pós-sísmico) do evento de 1998 que ocorreu junto às ilhas Faial e Pico, pertencentes ao grupo central do Arquipélago dos Açores. Este sismo, de magnitude Mw 6.1, teve o seu epicentro localizado a cerca de 10 Km da costa NE do Faial. Foi na Ilha do Faial que se verificou a intensidade máxima (intensidade VIII na escala de Mercalli Modificada, IMM), provocando uma destruição generalizada das freguesias de Ribeirinha, Pedro Miguel, Salão e Cedros (Senos *et al.*, 1998; Fernandes *et al.*, 2002). No Pico os efeitos de destruição foram igualmente sentidos, principalmente na zona NW da Ilha, embora com menor intensidade (intensidade VII na escala IMM) (Figura 1.2.).

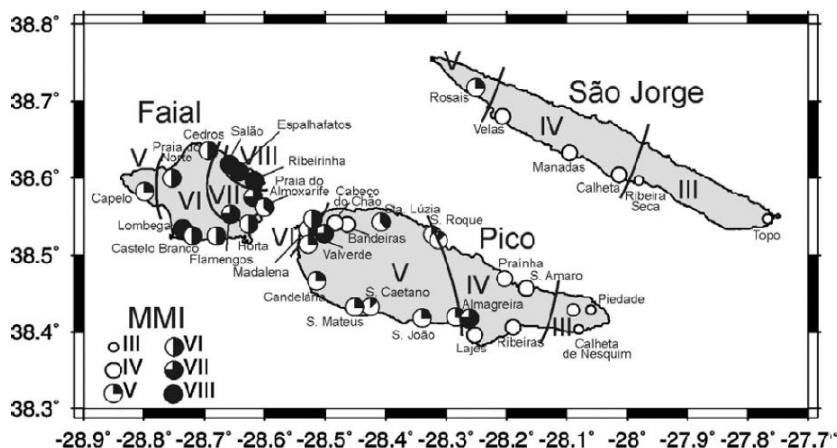


Figura 1.2. Distribuição de dados de Macrosismicidade (escala de Mercalli modificada, IMM) do sismo de 9 de Julho de 1998. Isossistas determinadas pelo Instituto de Meteorologia (extraído de Dias, 2005).

O estudo da cinemática actual da região Pico-Faial deduzida a partir de técnicas geodésicas de elevada precisão constituiu outro dos objectivos deste trabalho. Este

tópico de investigação centrou-se na análise dos resultados de quatro campanhas de observação GPS realizadas entre 2001 e 2006, numa rede de 31 estações geodésicas distribuídas pelas ilhas em questão. Esta análise teve como objectivo estimar as principais taxas de deformação da região Pico-Faial e determinar o respectivo campo de velocidades horizontais para o comparar com as estimativas dadas pelos modelos cinemáticos globais, em particular com o modelo NUVEL-1A (DeMets *et al.*, 1994).

Não sendo uma tese que se enquadre numa problemática exclusivamente ligada à deformação tectónica recente e activa da área de estudo, investiga-se principalmente as potencialidades e as limitações das técnicas geodésicas utilizadas para o estudo dessas deformações.

1.4. METODOLOGIA

A metodologia empregue neste trabalho foi adaptada a cada uma das técnicas geodésicas utilizadas. Assim, no processamento de dados SAR utilizou-se o método interferométrico das diferenças simples (*2-pass*) definida por Massonnet *et al.* (1993). Neste método utiliza-se um DEM externo para remover a contribuição topográfica existente no interferograma de modo a extrair dos resultados interferométricos apenas o sinal de deformação. A compensação dos efeitos orbitais nos interferogramas diferenciais foi efectuada com base nas órbitas pós-processadas pelo *Delft Institute for Earth-Oriented Space Research* (DEOS). A interpretação geofísica dos resultados obtidos baseou-se na análise da variação espaço-temporal da informação interferométrica em perfis traçados na zona onde era esperada maior deformação. Esta metodologia foi aplicada apenas na ilha do Pico, uma vez que os resultados no Faial foram insatisfatórios. Para a discriminação dos artefactos interferométricos (topográficos e orbitais) foi utilizada a comparação lógica entre pares interferométricos (metodologia designada por *pair-wise logic* e descrita em Massonnet e Feigl (1995)). Os artefactos atmosféricos foram compensados pela aplicação de um modelo que estima o índice de refacção em cada *pixel* do interferograma, a partir de observações meteorológicas de pressão, temperatura e humidade, adquiridas numa estação de referência. Este modelo baseou-se numa adaptação do modelo proposto por Delacourt *et al.* (1997) em que a componente hidrostática do atraso troposférico foi estimada pelo modelo de Saastamoinen (1972), e a componente húmida pelo modelo de Mendes e Langley (2000).

A metodologia utilizada no processamento dos dados GPS seguiu a abordagem definida por Feigl *et al.* (1993) e devidamente descrita em McClusky *et al.* (2000). Esta abordagem consiste em duas soluções: numa primeira solução, as observações de

fase diárias são analisadas a partir das órbitas dos satélites GPS, das coordenadas *a priori* das estações e dos parâmetros de rotação da Terra. Nesta solução os dados GPS são processados em sessões diárias independentes entre si, fornecendo apenas uma estimativa para as componentes das bases geodésicas entre as estações consideradas. Esta é uma solução pouco constrangida no sentido em que tanto as órbitas dos satélites GPS como as coordenadas das estações não estão ligadas a nenhum sistema de referência fixo no entanto, os comprimentos das bases geodésicas estão determinados com rigor e a toda a rede de estações GPS pode ser rodada ou transladada como um corpo rígido; numa segunda solução, combina-se as diferentes soluções diárias, locais e globais, das várias campanhas de observação e através da aplicação de um filtro de Kalman estima-se consistentemente as posições e as velocidades das estações GPS num referencial terrestre único (no caso deste trabalho no sistema *International Terrestrial Reference System of 2000*, ITRF2000) (Altamimi *et al.*, 2002). As velocidades assim estimadas permitem calcular o campo de velocidades da região Pico-Faial, nas componentes horizontal e vertical, e determinar a distribuição da deformação em toda a superfície das ilhas.

1.5. CONTRIBUIÇÃO CIENTÍFICA

A demonstração da aplicabilidade da interferometria SAR diferencial na monitorização de regiões sismogénicas do território português, em particular da região dos Açores, constituiu o principal contributo desta dissertação. Neste trabalho, a técnica DInSAR foi pela primeira vez aplicada ao estudo de um evento sísmico em Portugal. Os resultados interferométricos obtidos neste estudo corroboraram anteriores resultados geodésicos que serviram para avaliar a deformação co-sísmica do evento em causa (Fernandes *et al.*, 2002). A deformação no Pico tinha sido apenas estimada a partir dos modelos teóricos derivados da inversão dos dados geodésicos obtidos no Faial e, através da interferometria SAR diferencial, foi possível detectar e quantificar essa deformação no Pico.

Esta tese contribuiu também para estimar a deformação da região Faial-Pico a partir de dados GPS adquiridos numa base espaço-temporal consistente. Os dados geodésicos anteriores a este trabalho eram insuficientes para uma análise rigorosa do padrão de deformação desta região. Uma série temporal de 5 anos de dados GPS adquiridos numa rede de 31 estações bem distribuídas por toda a superfície das ilhas Pico e Faial permitiu quantificar e localizar com rigor a cinemática actual da região.

1.6. ESTRUTURA DA TESE

Esta tese compreende seis capítulos e dois anexos. No primeiro capítulo a técnica DInSAR foi apresentada nas suas diversas áreas de aplicação, havendo um ênfase especial para os estudos de deformação do solo. Os objectivos de investigação, a metodologia utilizada e o contributo científico desta dissertação são parte integrante deste capítulo.

No capítulo 2 é feita uma apresentação da área de estudo. Primeiramente é feita uma breve revisão dos eventos sísmicos e vulcânicos históricos na região, depois são apresentadas as suas principais unidades geomorfológicas e finalmente descreve-se a sismicidade e o vulcanismo mais recente.

No capítulo 3 é descrita a metodologia utilizada no cálculo dos interferogramas diferenciais e dos mapas de coerência produzidos para este estudo. Neste capítulo são discutidos aspectos relacionados com a técnica fundamental e os algoritmos utilizados no processamento interferométrico, assim como as decisões mais importantes e os problemas encontrados durante o processamento dos interferogramas diferenciais.

No capítulo 4 é feita a interpretação geofísica dos resultados obtidos por DInSAR. A análise da deformação co-sísmica medida por DInSAR, o ajustamento da série temporal dos dados interferométricos, e a avaliação dos resultados interferométricos no Faial são os temas abordados neste capítulo.

No capítulo 5 descreve-se o estudo realizado para avaliar a cinemática actual da região Pico-Faial através de resultados geodésicos obtidos por GPS. Primeiramente, é feita uma breve avaliação do histórico geodésico na região de estudo. Após esta introdução, é caracterizada a rede de observação GPS analisada neste trabalho, desde a sua implantação até à observação periódica entre as épocas 2001 e 2006. Segue-se a descrição da metodologia utilizada no processamento dos dados e finalmente são apresentados e discutidos os resultados obtidos.

O sexto e último capítulo desta dissertação é constituído pelas principais conclusões deste estudo e pela apresentação de algumas propostas para pesquisas futuras.

Esta tese é ainda constituída por dois anexos que servem de apoio ao leitor menos familiarizado com os aspectos teóricos relacionados com a técnica DInSAR. O Anexo A aborda alguns conceitos subjacentes à tecnologia SAR, nomeadamente ao princípio de funcionamento destes sistemas para a formação de uma imagem, a síntese dos métodos de processamento SAR utilizados para melhorar a sua resolução geométrica

e as principais distorções geométricas associadas às imagens SAR. O Anexo B apresenta o princípio da técnica de interferometria SAR diferencial aplicada ao estudo de deformações do solo. Neste anexo, são ainda descritos os factores que mais perturbam a correlação da fase, assim como os artefactos interferométricos mais comuns e os métodos que minimizam os seus efeitos nos interferogramas diferenciais.

CAPÍTULO 2

Contexto geodinâmico e estrutural da área de estudo

2.1. Enquadramento regional	14
2.1.1. Sismicidade.....	17
2.1.2. Vulcanismo	20
2.2. Enquadramento local.....	22
2.2.1. Caracterização geral	22
2.2.2. Unidades geomorfológicas dominantes	24
2.2.3. Complexos vulcânicos	25
2.2.4. Estruturas tectónicas.....	26
2.3. Sismicidade na região Pico-Faial.....	29
2.3.1. Sismicidade histórica	29
2.3.2. O sismo de 9 de Julho de 1998.....	32
2.3.3. Sismicidade actual	37
2.4. Vulcanismo na região Pico-Faial	38

2.1. ENQUADRAMENTO REGIONAL

O quadro estrutural dos Açores é determinado pela fronteira entre três placas litosféricas: a placa Euro-Asiática (*EA*), a placa Africana (*Af*), e a placa Americana (*Am*), as quais confluem numa área designada por Junção Tripla dos Açores (*JTA*) (Laughton e Whitmarsh, 1974). A Dorsal Média do Atlântico (*DMA*) separa a placa *Am* (a ocidente da *DMA*) das placas *EA* e *Af* (a oriente da *DMA*). O Arquipélago dos Açores é composto por nove ilhas que se encontram alinhadas segundo a direcção WNW-ESE, entre os paralelos de latitude 37° e 40° N, e os meridianos de longitude 25° e 32° W, e que são geralmente agrupadas em três grupos distintos: grupo ocidental, grupo central e grupo oriental. A *DMA* separa as ilhas do Grupo Ocidental (Ilha do Corvo e Ilha das Flores) das restantes ilhas do Grupo Central (ilhas Terceira, Graciosa, Faial, Pico e São Jorge) e do Grupo Oriental (ilhas de Santa Maria e de São Miguel) (Figura 2.1).

Na caracterização da morfologia da região dos Açores, definem-se cinco grandes estruturas geológicas que são, de norte para sul, as seguintes (Luís *et al.*, 1994): Zona de Fractura Norte Açores (ZFNA), Zona de Fractura Faial Pico (ZFFP), Zona de Fractura Banco Açor (ZFA), Zona de Fractura banco Princesa Alice (ZFPA) e, no extremo sul, a Zona de Fractura do Pico (ZFP) e que se estende para Este definindo a Zona de Fractura Este dos Açores (ZFEA) até à Falha da Glória (FG), localizada a oeste do meridiano de longitude 24°W. A zona a este da *DMA*, situada a norte da ZFEA e a sul da ZFNA, é designada por Plataforma dos Açores (*PA*) (Lourenço *et al.*, 1998; Luís *et al.*, 1994; Miranda *et al.*, 1991). A *PA* é definida como uma estrutura de forma triangular cuja área é aproximadamente de 400.000 km², sendo delimitada grosso modo pela linha batimétrica dos 2000 m. Esta plataforma emerge de uma planície cuja profundidade ultrapassa os 3500 m verificando-se algumas irregularidades de origem vulcânica que atingem a superfície constituindo as ilhas dos grupos Central e Oriental dos Açores. A *PA* é também delimitada a norte por um alinhamento com direcção N110°E, designado por Rifte da Terceira (RT) (Krause e Watkins, 1970). O Rifte da Terceira estende-se desde a Bacia Oeste da Graciosa até SE da ilha de São Miguel, onde inflecte para a direcção E-W até à Falha da Glória (Luís *et al.*, 1998; Jimenez-Munt *et al.*, 2001).

Devido ao complexo sistema de estruturas geológicas activas que envolvem o Arquipélago dos Açores, têm surgido diversos modelos geológicos com o objectivo principal de explicar a cinemática da região. Estes trabalhos surgiram essencialmente nas últimas três décadas e basearam-se na análise de dados de diversas fontes,

nomeadamente sismicidade, geomagnetismo, gravimetria, cinemática de placas, geodesia, análise estrutural, e batimetria de multifeixe. Os trabalhos mais relevantes podem ser consultados em Krause e Watkins (1970), McKenzie (1972), Machado *et al.* (1972), Laughton e Whitmarsh (1974), White *et al.* (1976), Searle (1980), Hirn *et al.* (1980), Grimison e Chen (1986), Forjaz (1988), Udías *et al.* (1986), Madeira e Ribeiro (1990), Miranda *et al.* (1991), Luis *et al.* (1994), Lourenço *et al.*, (1998), Calais *et al.* (2003), Vogt e Jung (2004) e Fernandes (2004). Fernandes (2004) descreve, de forma breve, as principais características dos vários modelos propostos para esta região.

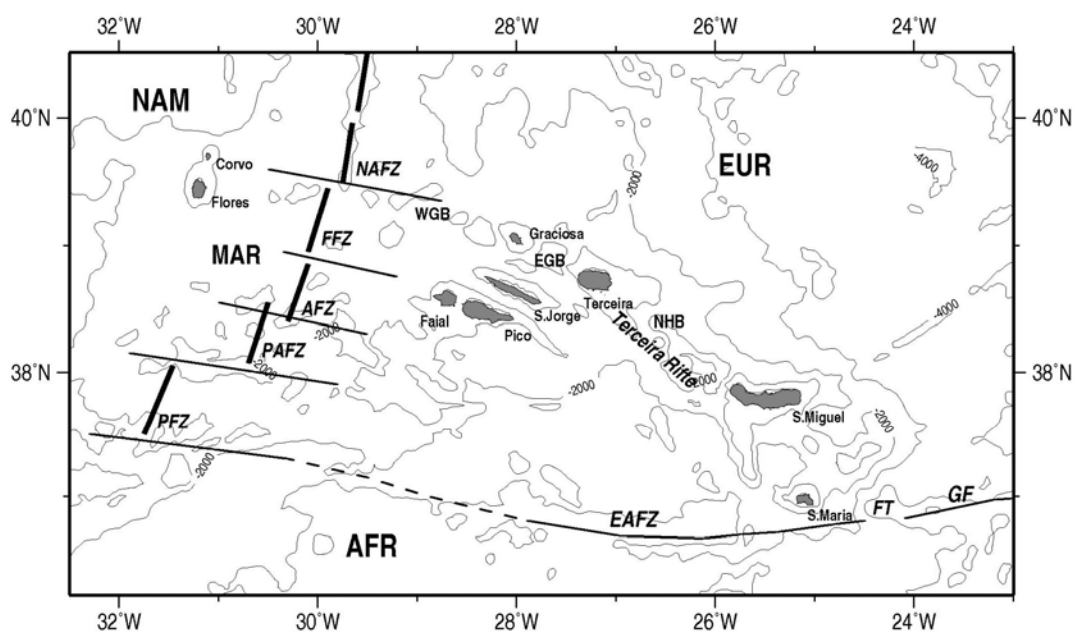


Figura 2.1. A Plataforma dos Açores (adaptado de Luís *et al.*, 1994). Dados batimétricos e de elevação do ETOPO2 (curvas de nível com intervalo de 1 000 m). NAM: Placa Norte America; AFR: Placa Africana; EUR: Placa Eurasiática; MAR: Dorsal Média Atlântica; PFZ: Zona de Fractura do Pico; PAFZ: Zona de Fractura Princesa Alice; AFZ: Zona de Fractura dos Açores; FFZ: Zona de Fractura do Faial; NAFZ: Zona de Fractura Norte dos Açores; EAFZ: Zona de Fractura Este dos Açores; GF: Falha da Glória; FT: Formigas; NHB: Bacia de Hirondele; EGB: Bacia Este da Graciosa; WGB: Bacia Oeste da Graciosa.

Na sua maioria, os modelos cinemáticos para a região dos Açores, centram-se essencialmente na estimação da velocidade da expansão da DMA e na identificação e localização do limite físico entre as placas litosféricas EA e Af, assim como na sua cinemática:

- i. *Cinemática da DMA na região dos Açores:* os modelos cinemáticos globais prevêem velocidades de expansão para DMA de cerca de 1.7 cm/ano a Norte da PA e de 1.2 cm/ano a Sul da PA, ambas com direcção paralela às falhas

transformantes (DeMets *et al.*, 1990). Segundo o modelo proposto por Luis *et al.* (1994), a velocidade de expansão para *DMA* na região dos Açores diminuiu sistematicamente 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°. Fernandes (2004), com base na análise do comprimento das bases entre estações GPS localizadas em ambos os lados da *DMA*, quantificou a taxa de expansão da *DMA* em cerca de 2.2 cm/ano na região dos Açores.

- ii. *Fronteira entre as placas EA e Af*: identificada por muitos autores como o terceiro ramo da *JTA*, é aquela que mais dúvidas suscita relativamente à sua origem, natureza e funcionamento. No trabalho de Lourenço *et al.* (1998), baseado em dados batimétricos da região dos Açores, propõem-se a existência de uma fronteira difusa, que actua simultaneamente como centro de expansão oblíqua, ultra-lenta e como transformante que acomoda o movimento relativo entre as placas *EA* e *Af*. Os autores consideram ainda que esta região pode considerar-se como um caso particular de uma crista ultralenta (< 10 mm/ano) na qual o regime transtensional e a herança tectónica subjacente desempenham um papel preponderante na ascensão magmática que ocorre em duas direcções preferenciais NE120° e NE150°, condicionada pelas pequenas alterações do campo regional da tensão (N-S a NW-SE, à medida que nos afastamos da *DMA*). Fernandes (2004), com base em dados GPS recolhidos em estações distribuídas pelas nove ilhas do arquipélago, acrescenta que o movimento relativo entre a *EA* e a *Af*, na região dos Açores, é principalmente acomodado numa faixa litosférica relativamente pequena com orientação WNW-SSE, entre as ilhas Santa Maria e Graciosa. Esta fronteira é caracterizada por uma transformante com movimento do tipo deslizamento direito, com movimentação oblíqua e com uma componente extensional de velocidade 5 mm/ano. Segundo este autor, no período 1993-2002, a estação GPS localizada na ilha Graciosa mostra um comportamento eurasiático enquanto a estação GPS localizada na ilha de Santa Maria apresenta um movimento, em magnitude e direcção, idêntico ao da placa Africana. Todas as outras estações de observação GPS, localizadas nos grupos Central e Oriental do arquipélago, mostram um comportamento intermédio, coerente com uma larga área de deformação interplacas. A estação da ilha do Corvo (pertencente ao grupo ocidental) mostra um deslocamento consistente com as estimativas previstas pelos modelos tectónicos globais para a placa *Am*. O trabalho desenvolvido por Luís *et al.* (1994), indicava que Zona de Fractura Faial-Pico

(ZFFP) representaria o actual limite Sul da fronteira de placas *EA-Af* na região do Grupo Central, mas segundo Fernandes (2004) este limite é definido por um segmento que se estende desde a parte oriental da ilha do Pico até à ilha de Santa Maria.

Em conclusão, com base no conhecimento actual da tectónica da região dos Açores, parece não haver uma estrutura tectónica única e bem definida entre as placas *EA* e *Af* na região dos Açores. No entanto, sem se aprofundar o conhecimento acerca da morfologia da área submersa da *PA* (Lourenço *et al.*, 1998), e só à luz dos resultados dos estudos até ao momento realizados para esse fim, é difícil caracterizar estruturalmente esta região cuja complexidade tectónica é reconhecida pela generalidade dos investigadores que nela têm trabalhado.

2.1.1. SISMICIDADE

A actividade sísmica nos Açores pode considerar-se alta, devido à frequência de ocorrência dos sismos e à sua elevada magnitude. Os sismos que abalam a região dos Açores são, modo geral, de natureza tectónica, vulcânica ou geotérmica:

- i. *Sismos de natureza tectónica*: são sismos devido aos movimentos relativos das placas tectónicas que se localizam na área envolvente ao arquipélago. Estes sismos são os de maior magnitude podendo atingir valores superiores a 7.0 (escala de Richter) e são a principal causa de destruição nas ilhas do arquipélago.
- ii. *Sismos de natureza vulcânica*: são sismos que precedem e anunciam as erupções vulcânicas. Os seus epicentros localizam-se geralmente nas imediações de vulcões conhecidos e estão sempre associados a movimentos magmáticos, a processos de erosão e sedimentação, ou outros processos estruturais relacionados com o reequilíbrio isostático das formações vulcânicas. Em geral, estes sismos não excedem magnitude 6.0, tendo tipicamente magnitude inferiores a 4.0. Segundo Ferreira (2005), os sismos de natureza vulcânica ou tectónica são tipicamente sismos pouco profundos (a listosfera sismogénica não costuma ultrapassar 10 km de espessura), o que aumenta a perigosidade sísmica quando os epicentros ocorrem nas proximidades das zonas habitadas.
- iii. *Sismos de natureza geotérmica*: são sismos que estão associados à presença de fluídos geotérmicos de alta temperatura. As magnitudes são geralmente inferiores a 3.0, e por isso não constituem qualquer risco para as edificações existentes nas ilhas.

Nunes e Ribeiro (2001) reuniram dados da sismicidade histórica do arquipélago e constataram que desde o início do seu povoamento ocorreram 32 eventos sísmicos de intensidade (Intensidade na escala de Mercalli Modificada, IMM) com grau superior ou igual a VII, sendo que 14 deles ocorreram entre a segunda metade do século XV e o final do século XIX. A Tabela 2.1. resume os sismos históricos mais significativos da região, com as respectivas datas, localizações, coordenadas dos epicentros e intensidades sísmicas. No conjunto destes dados, verifica-se que a actividade sísmica e vulcânica de maior intensidade centra-se nas ilhas dos Grupos Central e Oriental, enquanto que no grupo Ocidental a sismicidade é nula. Contudo, os sismos de maior intensidade, na região dos Açores, ocorrem na zona da DMA e são gerados pela acção de falhas transformantes de desligamento direito (Borges, 2003).

Tabela 2.1. Sismos históricos na região dos Açores com intensidade (Escala de Mercalli Modificada) de grau igual ou superior a VII

Data	Ilha	Epicentro	Int. Max.	Mag.	Nº Mortos
22-10-1522	S. Miguel (Vila do Campo)	37,7°N/25,4°W	X		4000 - 5000
Jun-Jul 1571	Banco D. João de castro		VI/VII		
24-05-1614	Terceira (Lages)	Este P. Vitória	IX		> 200
09-07-1757	S. Jorge (Zona Oriental)	38,6°N/28,0°W	XI		1046
21-01-1837	Graciosa		? IX ?		3
15-06-1841	Terceira (Lages)	Este P. Vitória	IX		0
31-08-1926	Faial (Horta)	38,5°N/28,6°W	X		9
08-05-1939	S. Maria	37,0°N/24,5°W	VII	7,0-7,1	10
26-06-1952	S. Miguel	37,7°N/25,3°W	VII		0
26-06-1952	S. Miguel	38,7°N/28,2°W	VIII	5,5Mb	0
13-05-1958	Faial	38,6°N/28,8°W	VIII/IX		0
21-02-1964	S. Jorge	38,7°N/28,2°W	VIII	5,5Mb	0
01-01-1980	Terceira	38,8°N/27,8°W	VIII/IX	7,2 Ms	71
09-07-1998	Faial	38,7°N/28,5°W	VIII/IX	6,2 Mw	8

Fonte: Nunes e Ribeiro (2001)

Outras compilações sísmicas da região dos Açores podem ser consultadas em Nunes *et al.* (1986), Victor e Nunes (1986), Nunes (1998), Nunes (1999), Nunes *et al.* (2000), Carvalho *et al.* (2001), Borges (2003), Buforn *et al.* (1988), Grimison e Chen (1986) e Miranda *et al.* (1998).

Apesar da sismicidade instrumental dos Açores cobrir um intervalo de tempo de cerca de um século, só se pode falar verdadeiramente em sismologia instrumental nos Açores após a instalação da rede microsísmica permanente em 1980. Esta rede é actualmente constituída por 31 estações distribuídas por todas as ilhas do Arquipélago e são da responsabilidade do Instituto de Meteorologia (IM) e da Universidade dos Açores/Centro de Vulcanologia. Nunes (1991) fez uma análise de dados recolhidos nas estações sísmicas do arquipélago e concluiu que entre o período de 1980-1989 a grande maioria dos epicentros calculados se dispõe ao longo duma estreita faixa coincidente com a principal direcção do alinhamento das ilhas (WNW-ESE) que parte

da DMA (39° N, 30° W) e deflece para NW-SE a partir do meridiano 27° W, extinguindo-se a partir do meridiano 24° W (início da falha da Glória), assim como ao longo da Zona de Fractura Faial-Pico, sobretudo no troço que se desenvolve para Oeste da ilha do Faial. A elevada sismicidade de magnitude moderada verificada no primeiro caso, ocorre na faixa que coincide grosso modo com a Crista da Terceira e os sismos resultam da acção de falhas de desligamento direito, falhas normais e falhas inversas (Madeira e Ribeiro, 1990; Madeira e Silveira, 2003). Esta sismicidade diminui com a aproximação da DMA (Luis *et al.*, 1998) provavelmente devido à espessura fina da litosfera e à sua recente formação nesta região (Vogt e Jung, 2004). Para oriente do Arquipélago (nas proximidades da FG), parece não haver tão grande intensidade sísmica sendo esta zona considerada por alguns autores um *gap* sísmico (e.g. Jiménez-Munt e Negredo, 2003). Analisando um período temporal mais alargado (1973-2006) e apenas para sismos de magnitude > 4.0, os catálogos sísmicos do USGS (NEIC) e do CNSS (ANSS) apresentam os mesmos segmentos sísmicos identificados por Nunes (1991), tal como se pode verificar na Figura 2.2.:

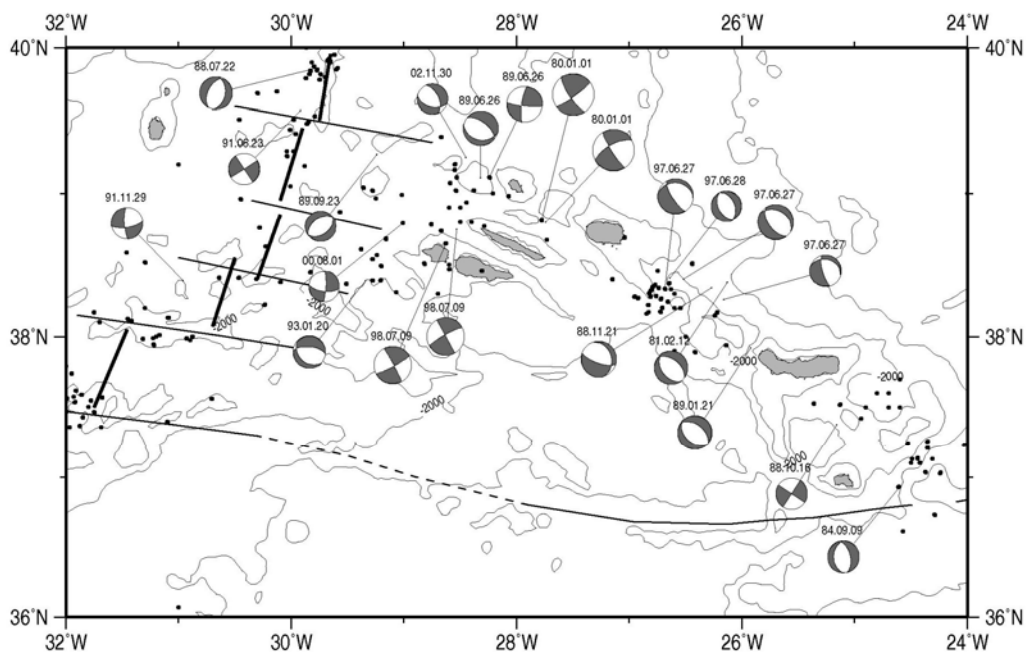


Figura 2.2. Mapa de sismicidade (Magnitude do momento sísmico(M_w) > 4.0) da região dos Açores no período 1973-2006, elaborado através das bases de dados sísmicos do USGS (NEIC) e do CNSS (ANSS). Os mecanismos focais foram extraídos da base de dados do USGS. Os dados batimétricos e altimétricos são do ETOPO2 (intervalo entre curvas de nível de 1 000 m). Os segmentos da DMA e as zonas de fractura foram adaptadas de Luís *et al.* (1994).

2.1.2. VULCANISMO

O carácter relativamente recente e activo do vulcanismo açoriano, cuja última grande manifestação ocorreu em 1957, na erupção dos Capelinhos (ilha do Faial), traduz-se na ocorrência de erupções vulcânicas e na existência de numerosas nascentes termais, géiseres, fumarolas e sulfataras. Estudos científicos e compilações históricas dos relatos das populações residentes mostram que o vulcanismo nesta região sempre existiu e por vezes com características destrutivas. A edificação das próprias ilhas do arquipélago resultaram do intenso vulcanismo existente na região. As ilhas mais antigas, parecem ser as do grupo Oriental dada a descoberta de lavas basálticas sobre calcários datados do Miocénico Médio (Woodhall, 1974). Santa Maria é ainda assim a ilha que apresenta o vulcanismo mais antigo. A ilha do Pico parece ser a ilha de formação mais recente do arquipélago dos Açores por estar coberta em grande parte da sua área por lavas basálticas recentes¹. Segundo Ferreira (2005), existe vulcanismo no tempo histórico apenas nas ilhas de São Miguel, São Jorge, Terceira, Faial e Pico. Nas restantes ilhas do arquipélago apenas é reconhecido vulcanismo em tempo geológico. Das erupções vulcânicas no tempo histórico, há notícia da ocorrência de cerca de 27 erupções na região dos Açores (Madeira e Silveira, 2003). Grande parte destas erupções ocorre no fundo do mar e a erupção da Serreta, em 1998, foi o mais recente episódio desta natureza. A compilação destes dados pode ser consultada em diversos trabalhos, entre os quais Zbyszewski (1963), Weston (1963/1964), Zbyszewski (1976), Madeira (1998), Madeira e Silveira (2003) e França *et al.* (2003). A Tabela 2.2. sintetiza, segundo Madeira e Silveira (2003), a lista de erupções vulcânicas de que há registo e as suas localizações estão representadas na Figura 2.3. Das 27 erupções registadas, 14 ocorreram no fundo do mar e 4 deram origem à formação de novas ilhas: erupção de 1638 a oeste de S. Miguel, erupção de 1720 no Banco de D. João de Castro, entre as ilhas Terceira e S. Miguel, a erupção de 1811 a oeste de S. Miguel, e em 1957/58 a erupção dos Capelinhos a Oeste do Faial. Estas ilhas, dada a sua proximidade às ilhas já existentes, foram a elas agrupadas ou simplesmente desapareceram pelo efeito da erosão do mar ou devido a submerção (Macedo *et al.*, 2004).

¹ A idade das ilhas do Aquipélago é estimada por Forjaz *et al.* (2000) através da compilação de dados de vários autores. Assim, a Santa Maria é atribuída a idade de 4.8 Ma, a São Miguel 3.1 Ma, à Terceira 0.9 Ma, à Graciosa 0.62 Ma, a São Jorge 0.45 Ma, ao Faial 0.4 Ma, e ao Pico a idade de 0.25 Ma. No Grupo Ocidental, o Corvo apresenta-se muito mais recente (0,3 Ma) do que as Flores (2,1 Ma).

Tabela 2.2. Erupções históricas na região dos Açores. Na coluna 1, a letra S indica as erupções submarinas e a letra I as que deram origem à formação de novas ilhas (Adaptado de Madeira e Silveira, 2003).

N.	Ano	Local	Ilha
1	1439?	Pico da Ferreira - Sete Cidades	São Miguel
2	1439 ou 1943	Pico do Gaspar - Furnas	São Miguel
3	1562/64	Pico do Cavaleiro (Actual Cabeço do Fogo)	Pico
4	1563/64	Lagoa do Fogo, Pico do Sapateiro	São Miguel
5	1580	Queimada	São Jorge
6	1630	Lagoa Seca - Furnas	São Miguel
7SI	1638	Ponta da Candelária	São Miguel
8	1652	Pico do Fogo I e II	São Miguel
9	1672/73	Cabeço do Fogo	Faial
10S	1682	Fossa Hironnelle (w de São Miguel)	38°07'N-26°08'W
11	1713	Pico das Camarinhas	São Miguel
12	1718	Lomba do Fogo, Cabeço de Cima e de Baixo; São João (submarina)	Pico
13	1720	Cabeço do Soldão (ou Cabeço do Fogo)	Pico
14SI	1720	Banco D. João de Castro	38°14'N-26°39'W
15	1761	Pico das Caldeirinhas	Terceira
16S	1800	Ponta do Topo (São Jorge)	38°27'07"N-27°22'07"W
17	1808	Urzelina	São Jorge
18SI	1811	Ponta da Ferraria (ilha sabrina)	São Miguel
19S	1867	W da Terceira	38°47'04"N-27°27'00"W
20S	1902	W de Ponta do Topo (São Jorge)	38°31'02"N-27°26'08"W
21S	1907	SW de São Miguel	37°41'05"N-25°48'00"W
22S	1911	SW de S.Miguel (Banco do Mónaco)	37°36'N-26°52'W
23SI	1957/58	Capelinhos; Caldeira	Faial
24S	1963	Provável erupção a NW de Cachorro	Pico
25S	1964	Provável erupção a Oeste das Velas	São Jorge
26S	1981	Provável erupção em Mar de Prata	SW de São Miguel
27S	1998/00	Oeste-Noroeste da Ponta da Serreta	Terceira

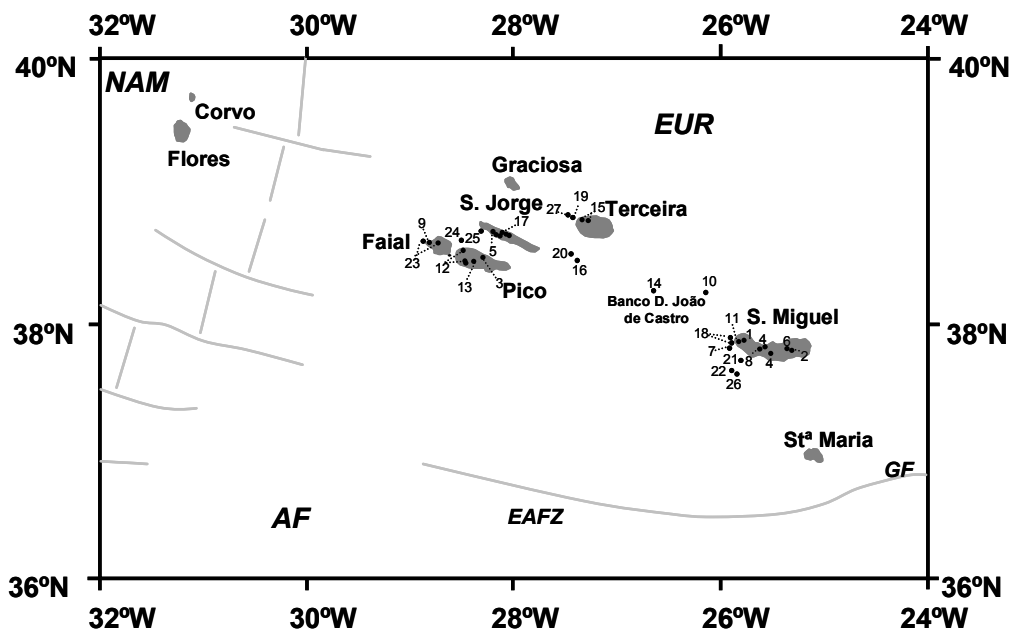


Figura 2.3. Localização das principais erupções vulcânicas nos Açores. A numeração de cada erupção corresponde à numeração da coluna 1 da Tabela 2.2., (Adaptado de Madeira e Silveira, 2003).

Dos vulcões submarinos mais activos da região dos Açores, o Banco D. João de Castro ocupa um destaque especial pois apresenta elevada actividade sísmica e um importante campo fumarólico submarino (Nunes, 1991). Entre os vulcões com expressão morfológica à superfície, o vulcão das Furnas, na ilha de São Miguel é o mais recente dos vulcões centrais de São Miguel e é talvez o melhor vigiado dado o seu carácter explosivo, sendo por isso considerado um dos vulcões mais perigosos dos Açores.

2.2. ENQUADRAMENTO LOCAL

2.2.1. CARACTERIZAÇÃO GERAL

As ilhas Faial e Pico estão localizadas a cerca de 180 km a oriente da DMA, e são as ilhas mais ocidentais do Grupo Central do arquipélago dos Açores (Figura 2.1). O Faial está separado do Pico por um estreito de 8,3 km de largura – o Canal Faial-Pico – e da ilha de São Jorge de cerca de 30 km. O Faial conta com uma superfície de 173,27 km² e um perímetro de cerca de 70.64 km, enquanto que o Pico, sendo a segunda maior ilha do Arquipélago dos Açores, conta com uma superfície de 447.9 km², um perímetro de cerca de 123.7 km. A forma do Faial é de um pentágono irregular (cerca de 20 km x 14 km), e as suas elevações convergem, de um modo geral, para o centro da ilha onde se ergue uma montanha vulcânica (Caldeira), cujo ponto mais alto é o Cabeço Gordo, que atinge uma altitude máxima de 1 043 metros no seu bordo Sul (Figura 2.4.). No fundo da Caldeira, situados a cerca de 570 metros acima do nível médio do mar, existem alguns lagos e um pequeno cone de elevação máxima 628 m. O Pico apresenta uma forma alongada, segundo a direcção WNW-ESE (azimute N108°) e tem cerca de 46 km de comprimento, entre a Madalena e a Ponta da Ilha e a sua largura máxima, segundo a direcção NNE-SSW, é aproximadamente de 16 km entre Arcos e Ponta de São Mateus. A Montanha do Pico, localizada na parte ocidental do Pico, é o elemento morfológico dominante desta ilha e constitui a mais alta montanha de Portugal (2 351 m de altitude) e a terceira maior montanha que emerge do Atlântico (Figura 2.4.).

Estas ilhas, juntamente com a Ilha de São Jorge, definem um importante sistema vulcânico, controlado por uma tectónica activa traduzida por sistemas de falhas subparalelos às direcções dos dois regimes tectónicos que caracterizam regionalmente a região dos Açores (dois conjuntos principais conjugados de falhas com as direcções N120°E e N150°E (Lourenço *et al.*, 1998; Miranda *et al.*, 1998). Em termos de vulcanismo, o sistema Faial-Pico conta com dois vulcões activos do tipo central (Vulcão da Caldeira, no Faial e Vulcão do Pico, no Pico) e duas zonas de

vulcanismo fissural (metade oriental da ilha do Pico: cordilheira vulcânica São Roque-Piedade e, em menor escala, a zona ocidental da ilha do Faial: zona do Capelo) (Nunes, 1999). O sistema vulcânico composto pelas três ilhas Faial-Pico-São Jorge apresenta uma provável interligação, facto que tem sido utilizado para o desenvolvimento de modelos interpretativos que contam com a realidade geológica conjunta destas três ilhas (e.g. Machado, 1954). Neste contexto, merecem também referência os estudos realizados por Zbyszewski *et al.* (1962), Nunes (1999), Madeira (1998) e Madeira e Silveira (2003).

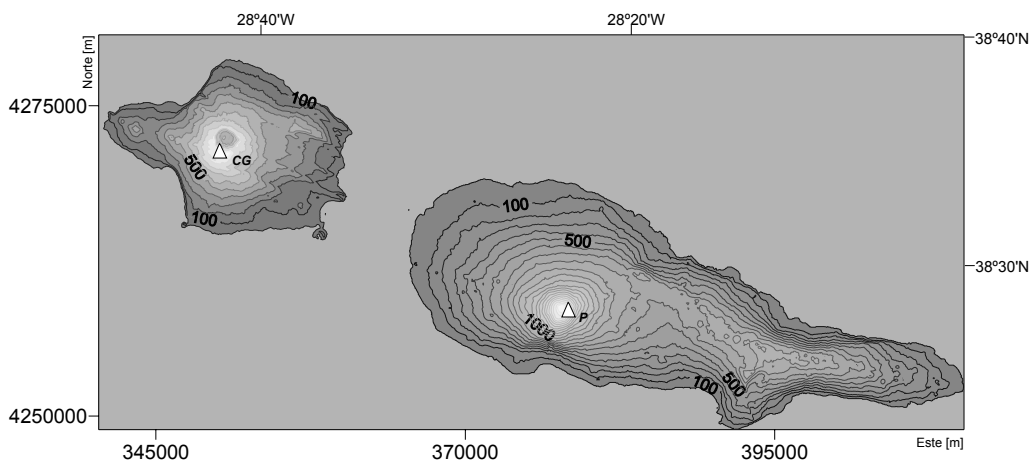


Figura 2.4. Mapa de curvas de nível das ilhas Faial e Pico. O intervalo entre curvas de nível é 100m. As coordenadas Este e Norte correspondem à projecção UTM, zona 26N. A altitude máxima na ilha do Faial é de 1 043m no Cabeço Gordo (CG) e no Pico é de 2 351m no topo da Montanha do Pico (P).

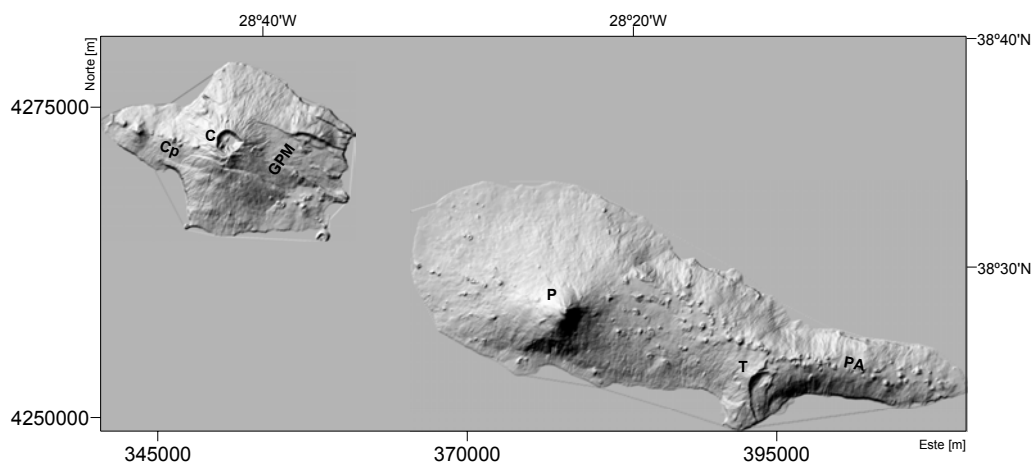


Figura 2.5. Modelos altimétricos das ilhas Faial e Pico produzidos a partir da cartografia militar à escala 1:25 000. As coordenadas Este e Norte correspondem à projecção UTM, zona 26N. Unidades morfológicas dominantes no Faial: C – Caldeira; GPM - *Graben* Pedro Miguel; Cp – Complexo vulcânico do Capelo; Unidades morfológicas dominantes no Pico: P – Montanha do Pico; T – Vulcão Topo; PA – Planalto da Achada.

2.2.2. UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS DOMINANTES

Do ponto de vista morfológico, os acidentes mais evidentes da ilha do Faial são a Caldeira do vulcão central, o *graben* Pedro Miguel a oriente, e o alinhamento de cones de escórias a ocidente (Figura 2.5.). A cratera da Caldeira, resultante provavelmente de uma erupção do tipo pliniano², tem um diâmetro de cerca de 2 km e uma elevação superior a 1000 m. O relevo falhado do *graben* Pedro Miguel, com levantamento (*horst*) e afundamento (*graben*) de blocos rochosos visíveis, define a orografia da região oriental da ilha do Faial. O *graben* Pedro Miguel, tem orientação WNW-ESE e tem aproximadamente 7 km de largura. É ainda composto por sete falhas, de movimentação em desligamento direito com componente normal e de abertura, que resultaram de uma importante actividade tectónica e vulcânica fissural (Madeira e Silveira, 2003). O *graben* atravessa a ilha de um lado ao outro, no entanto com a aproximação ao centro da ilha, este desaparece sob o empilhamento das traquites da Caldeira. O Faial termina a oeste por um conjunto de falhas *en échelon* direito, sobre as quais se encontra um alinhamento de quinze cones de escórias (Complexo vulcânico do Capelo), resultantes do vulcanismo tipo fissural (Tazieff, 1958).

Do ponto de vista morfológico, a ilha do Pico compreende três zonas distintas (Figura 2.5.): na parte ocidental domina o estratovulcão com 2 351 m de altitude, a Montanha do Pico (P), na zona centro-meridional da ilha, nas proximidades de Lajes do Pico, localizam-se os restos de um segundo vulcão, o vulcão do Topo (T), e entre a zona central da ilha e o seu extremo oriental desenvolve-se, ao longo de 29 km, um extenso alinhamento vulcano-tectónico (Planalto da Achada, PA). Estas três zonas, para além das diferenças morfológicas apontadas, evidenciam diferentes constrangimentos tectónicos, genéticos e evolutivos (Nunes, 1999). A Montanha do Pico possui uma cratera com 500 m de diâmetro, no centro da qual existe um cone muito agudo chamado Pico Pequeno. O cone principal da montanha eleva-se a partir dos 1 200 m de altitude apresentando declives abruptos na ordem dos 40° (Machado, 1956). Nos flancos da montanha principal os declives apresentam-se mais suaves e são na ordem dos 8-10°, existindo também cones mais pequenos de escórias basálticas, localmente designados por “bagaços”, e que assinalam a presença de outras tantas chaminés vulcânicas. Na unidade parte centro-meridional da ilha do Pico localiza-se a unidade vulcanológica das Lajes que apresenta uma área total de cerca de 18 km² e um volume subaéreo inferido de aproximadamente 8 km³. Esta unidade compreende três estruturas dominantes (Nunes, 1999): a Montanha do Topo, um vulcão em escudo basáltico com 1 022 metros de altitude, que corresponde à zona mais antiga da ilha; a

² Erupção explosiva de grande altitude, que gera vastas áreas cobertas de cinzas.

depressão de Santa Bárbara, que corresponde aos vestígios de uma antiga cratera ou caldeira de colapso no topo do vulcão do Topo; e a Caldeira de Terras Chãs, na superfície do vulcão do Topo, caracterizada, por vários autores, como sendo uma caldeira vulcânica (e.g., Zbyszewski, 1962). O planalto da Achada, de elevada altitude, estende-se de Oeste para Este depois da Montanha do Pico, e apresenta uma altitude aproximada de 800 m. Este planalto atinge os seus pontos culminantes no marco geodésico do Caveiro (1 076 m) e no Pico do Topo (altitude 1 022 m). A superfície do planalto é constituída por numerosos aparelhos vulcânicos entre os quais é possível determinar diversos alinhamentos de orientação NW-SE. Os aparelhos vulcânicos presentes nesta parte da ilha, encontram-se alinhados com uma ordem aparente e constituem um grupo de 67 cones agrupados em 122 crateras algumas delas ocupadas por lagoas (Nunes, 1999, Zbyszewski *et al.*, 1962).

2.2.3. COMPLEXOS VULCÂNICOS

A componente vulcânica do Faial compreende, segundo Madeira (1998), dois vulcões centrais (Complexo vulcânico da Ribeirinha e o estratovulcão da Caldeira) e duas zonas de vulcanismo fissural (Complexo vulcânico de Almojarife e o Complexo vulcânico de Capelo) (Figura 2.6.). O complexo vulcânico da Ribeirinha (*Rb*) (vulcão em escudo) a NE da ilha, ocupa grande parte da zona oriental da ilha do Faial. Segundo Féraud *et al.* (1980) é a unidade geológica mais antiga da ilha. O estratovulcão da Caldeira desenvolveu-se no flanco ocidental do complexo da Ribeirinha e é o elemento topográfico mais proeminente da ilha. Segundo Madeira e Silveira (2003), os produtos deste vulcão dividem-se em duas unidades vulcanoestratigráficas: o complexo vulcânico dos Cedros (*Cd*) e a Formação da Caldeira (*p* e *i*, na Figura 2.6.). Como resultado de uma importante actividade vulcânica fissural, surgiu na parte SE do vulcão da Caldeira o complexo vulcânico da Praia do Almojarife (*Al*). A parte ocidental da ilha do Faial é constituída pelo Complexo vulcânico do Capelo (*Cp*) formado no período pós-caldeira. Este complexo vulcânico exhibe actualmente um conjunto de cones piroclásticos, alinhados segundo a direcção WNW-ESE, que permitiram o desenvolvimento da Ilha para Oeste originando a península do Capelo. O vulcanismo fissural do sector oeste da ilha e as erupções históricas do Cabeço do Fogo (1672) e dos Capelinhos (1957) fazem parte deste importante complexo vulcânico.

A componente vulcânica da ilha do Pico foi caracterizada em diversos trabalhos (e.g., Zbyszewski, 1962; Machado, 1956; Woodhall, 1974; Chovelon, 1982; Madeira, 1998; Forjaz, 1990, Cruz *et al.*, 1995). A mais recente carta vulcanológica do Pico foi proposta por Nunes *et al.* (1999) o qual identifica três complexos vulcânicos na ilha: o

complexo vulcânico da Montanha, o complexo vulcânico São Roque-Piedade e o complexo vulcânico Topo-Lajes. Madeira e Silveira (2003) designam cada um destes complexos por: Complexo vulcânico da Madalena (que inclui as componentes associadas ao vulcão Pico (Mp) e a zona fissural Este (Mf)), Complexo vulcânico de Calheta do Nesquim (Cn) e Complexo vulcânico das Lajes (Lj), respectivamente (Figura 2.6.). O complexo vulcânico da Montanha ocupa a região ocidental da ilha do Pico onde domina o estratovulcão central (Montanha do Pico) e respectivos cones eruptivos nos seus flancos, na sua grande maioria de idade recente, em particular os cones associados ao vulcanismo de 1718 (São João e Santa Lúzia) e 1720 (Silveira). Esta região abrange toda a superfície da ilha entre a Madalena, Ribeira de Dentro (São Roque do Pico) e a Ribeira do Soldão (Silveira), onde predominam produtos de vulcanismo do tipo efusivo. O complexo vulcânico São Roque-Piedade corresponde à região entre São Roque do Pico – Cabeço do Piquinho e a Ponta da Ilha, na freguesia da Piedade. Esta região corresponde essencialmente a uma estrutura edificada na sequência de um vulcanismo do tipo fissural ao longo de um conjunto de alinhamentos vulcano-tectónicos de orientação WNW-ESE e W-E, por vezes com disposição em *échelon*. O complexo vulcânico Topo-Lajes, inclui o vulcão do Topo e erupções secundárias associadas. Segundo Chovelon (1982), nesta região afloram as formações geológicas mais antigas da ilha.

2.2.4. ESTRUTURAS TECTÓNICAS

A componente tectónica da ilha do Faial é constituída por um grande número de falhas activas agrupadas em dois conjuntos principais: um conjunto dominante de falhas com orientação WNW-ESE e movimentação oblíqua normal direita, e outro conjunto de falhas com orientação NNW-SSE e movimentação oblíqua normal esquerda (Figura 2.6.). Segundo Madeira *et al.* (1998), do primeiro conjunto fazem parte as falhas do *graben* Pedro Miguel (Ribeirinha - R, Chã da Cruz - CC, Lomba Grande - LG, e Ribeira do Rato - RR, com escarpas viradas a sul, e Rocha Vermelha - RV, Espalamaca - E e Flamengos - F, com escarpas viradas a norte), as falhas localizadas a sul da Caldeira (Lomba do Meio - LM e Lomba de Baixo - LB), a falha a oeste da Caldeira (Capelo - C, que se estende do Cabeço dos Trinta até ao cone dos Capelinhos), e as falhas localizadas na vertente noroeste da Caldeira (Ribeira das Cabras - RC e Ribeira Funda - RF). Do segundo conjunto de falhas, salientam-se as falhas dos Cedros-Cabouco Velho (C-CV) e os dois lineamentos do Salão (LS), localizadas na região nordeste da ilha.

Do ponto de vista tectónico, as estruturas de orientação geral WNW-ESE são as mais frequentes entre os diversos acidentes tectónicos existentes na ilha do Pico. Estas

estruturas resultam da dependência com as grandes estruturas regionais, em particular a Fractura Faial-Pico, que se desenvolve ao longo de 350 km desde a Dorsal Média do Atlântico até uma área a Sul da Fossa do Hironnelle. No entanto, e dado o carácter recente do vulcanismo da ilha, grande parte da sua superfície está coberta por campos de lavas ou de vegetação densa que dificultam a identificação dos acidentes tectónicos. Deste modo, apenas nas zonas de vulcanismo mais antigo é possível observar algumas escarpas de falha, ou outras evidências de ruptura superficial. Madeira (1998) e Nunes (1999) identificam, nos seus trabalhos de investigação, grande parte destes acidentes com base nos alinhamentos de cones vulcânicos ou outros focos eruptivos. Nunes (1999) identifica na ilha do Pico três grupos principais de acidentes geológicos (cf. Figura 2.6.): i - acidentes de orientação geral WNW-ESE a E-W; ii – acidentes de orientação geral NNW-SSE e iii – acidentes de orientação geral NE-SW. No primeiro grupo estão incluídos grande parte dos acidentes tectónicos existentes na ilha e também os de maior extensão, como por exemplo a falha do Topo (T), de orientação geral E-W, que apresenta uma extensão aproximadamente de 3 km, entre a Lagoa do Paúl e a zona Sul da Caldeira de Santa Bárbara e a zona de falha da Lagoa do Capitão (LC), que se estende por mais de 30 km entre a parte central e oriental da ilha do Pico. Segundo Madeira (1998) as Falhas do Capitão e do Topo unem-se progressivamente para Este e constituem os bordos Norte e Sul, respectivamente de uma estrutura em *graben*. Este *graben*, mais estreito e mais superficial do que o *Graben* Pedro Miguel no Faial, possui uma direcção aproximada de N115°. No segundo grupo encontram-se os acidentes tectónicos definidos essencialmente por alinhamentos de edifícios vulcânicos. As estruturas mais evidentes deste grupo são as falhas da Lomba de Fogo (LF), a NW da Montanha do Pico e onde ocorreram as erupções de 1718, e o alinhamento de cones da região de Santo António (SA). No terceiro grupo incluem-se os acidentes tectónicos de orientação geral NE-SW, e que são em número mais reduzido do que os acidentes dos primeiros dois grupos. Estes acidentes estão mais difundidos nos vulcões da Montanha e do Topo, e em termos gerais parecem corresponder a fracturas radiais relacionadas com vulcões poligénicos (Nunes, 1999). Contudo, identificam-se também fracturas com esta orientação no Planalto da Achada (Zbyszewski *et al.*, 1962).

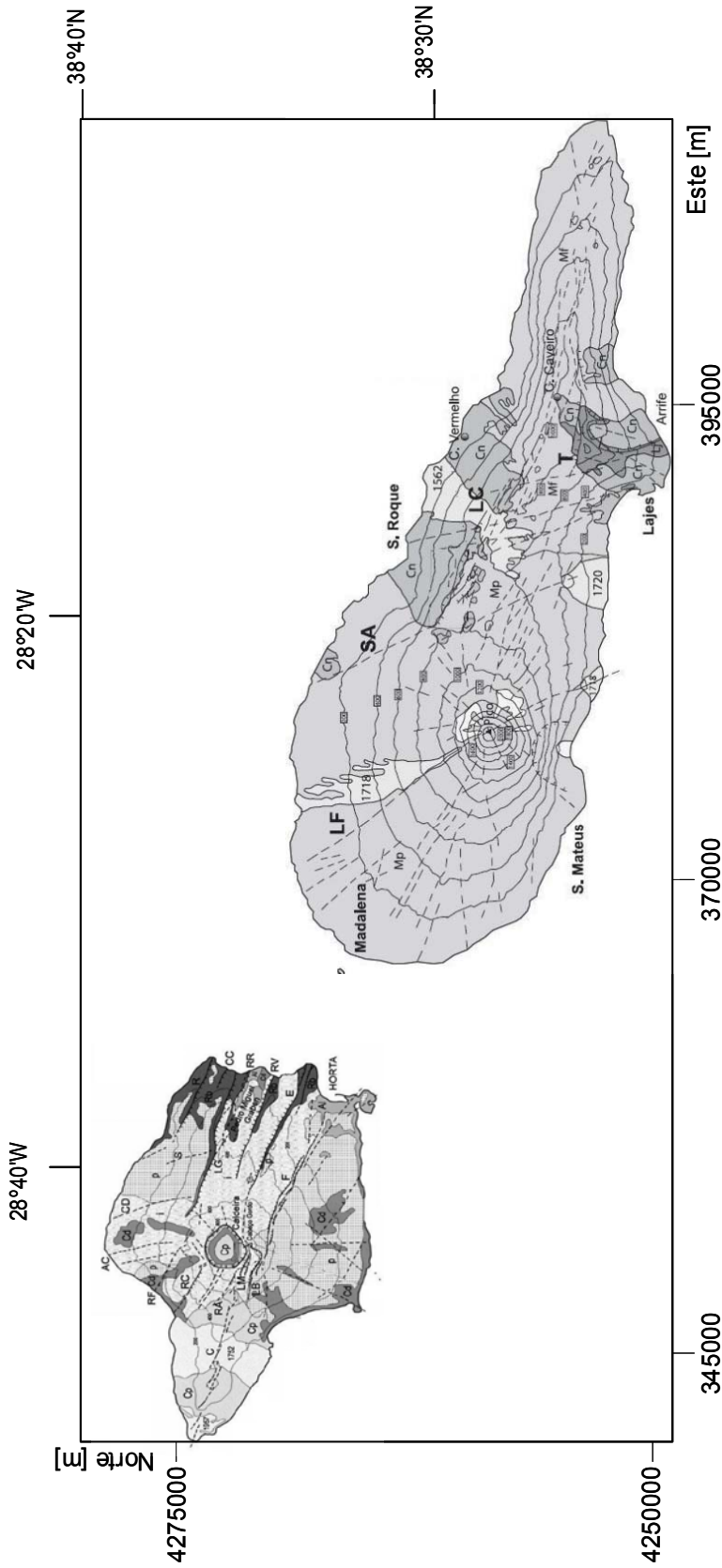


Figura 2.6. Mapa geológico e topográfico das ilhas Faial e Pico (adaptado de Madeira e Silveira, 2003). Unidades estratigráficas vulcânicas do Faial: Rb – Complexo vulcânico da Ribeirinha; Cd – Complexo vulcânico dos Cedros; Al – Almozarife; p e i – depósitos de materiais associados à formação da Caldeira; Cp – Complexo vulcânico do Capelo, incluindo as erupções históricas de 1752 e 1957. Identificação das falhas: R - Ribeirinha; CC Chã da Cruz; LG - Lomba Grande; RR - Ribeira do Rato; RV - Rocha Vermelha; E - Espalamaca; F - Flamengos; LB – Lomba de Baixo; LM - Lomba do Meio; RA - Ribeira do Adão; C - Capelo; RC - Ribeira das Cabras; RF - Ribeira Funda; AC - Agua-Cutelo; CD - Cedros; S - Salão. Unidades estratigráficas vulcânicas do Pico: Lj – Complexo vulcânico das Lajes; Cn – Complexo vulcânico de Calheta do Nesquim; Complexo vulcânico da Madalena: Mp – componente do vulcão do Pico; Mf – Componente da Zona Fissural Este; datas indicam as erupções históricas. Identificação das principais falhas: LC - Lagoa do Capitéio; T - Topo; LF - Lomba de Fogo-S. João; SA - Santo António. As estruturas curvilíneas são escarpas antigas de S. Mateus e Arrife. A tracejado são representadas falhas escondidas e fracturas radiais do vulcão do Pico. As curvas de nível estão representadas a cada 200 m.

2.3. SISMICIDADE NA REGIÃO PICO-FAIAL

2.3.1. SISMICIDADE HISTÓRICA

Não há registo de sismos sentidos no Faial até ao evento de 24 de Abril 1614 que atingiu a ilha Terceira e causou, nesta ilha, cerca de 93 mortos (Madeira *et al.*, 1998). Na ilha do Faial, antes do século XX, registaram-se alguns sismos que causaram danos pessoais e materiais mas sem grande gravidade: o sismo do dia 12 de Janeiro de 1667, sem indicação de danos pessoais ou materiais; os vários sismos sentidos em 1889 e o forte sismo sentido a 1 de Julho do ano seguinte que causou apenas danos materiais. Em relação às crises sísmicas na ilha do Faial, há referência à crise iniciada a 24 de Dezembro de 1759 que durou cerca de seis meses. A intensidade (IMM) sísmica desta crise foi de grau VI (Madeira e Silveira, 2003). Em 21 de Setembro de 1862 há também relatos de outra crise sísmica cuja duração foi superior a um ano. A intensidade sísmica desta crise foi de V/VI (Madeira e Silveira, 2003). Nunes (1999) compilou todas as referências aos dados sísmicos na ilha do Pico e, tal como no Faial, verificam-se poucas referências históricas sobretudo no período compreendido entre o povoamento da ilha e os finais do século XIX (em 1885). No Pico, há referências apenas a um sismo sentido em 1570, outro no dia 14 de Agosto de 1897, e um outro sismo sentido em Santo Amaro, na costa norte da ilha, que foi seguido a outros mais fracos. O sismo de 1757 (sismo em S. Jorge com distância epicentral de cerca de 20 km) foi também sentido no Pico com intensidade de grau IX. Nunes (1999) refere que a sismicidade sentida no Pico deve-se essencialmente à actividade sísmica nas zonas sismogénicas vizinhas, em particular da actividade sísmica existente ao longo da Fractura Faial-Pico, sendo por isso difícil de identificar a sismicidade, de origem não vulcânica, na própria ilha do Pico. A sismicidade intrínseca desta ilha é relativamente baixa quando comparada com a das restantes ilhas que integram o grupo Central do Arquipélago dos Açores, caracterizando-se por sismos locais pouco frequentes e de baixa magnitude (grau 2 e 3), sendo que grande parte destes ocorre na zona ocidental da ilha, onde se localiza o vulcão do Pico, e no canal Faial-Pico onde se prolongam as estruturas tectónicas do *graben* do Faial. Os sismos mais significativos, na região Faial-Pico, ocorreram apenas no século XX, quase 500 anos após o seu povoamento. Segundo Tazieff (1958), o grupo Faial-Pico registou em média 21 abalos sísmicos anuais durante o período 1931-1950, o que é considerado um número elevado quando comparado com o valor médio de 7 sismos anuais para as restantes sete ilhas do arquipélago. Assim, os sismos de maior intensidade sentidos nesta região, durante o século XX e anteriores ao sismo de 9 de Julho de 1998, registaram-se nos anos 1926, 1958, 1964, 1973 e 1980:

- i. *O sismo de Agosto de 1926 (Faial-Pico)*: este sismo com epicentro no canal Faial-Pico, produziu grandes estragos e causou cerca de uma dezena de mortos na ilha do Faial. Desde Abril deste ano, a ilha do Faial vinha a ser sacudida por uma série de sismos de intensidade variável, um dos quais, a 5 de Abril, provocou danos em edifícios nas freguesias de Flamengos, Ribeirinha e Conceição, particularmente nos lugares de Farrobo, Lomba e Espalhafatos³. A 31 de Agosto a ilha foi sacudida por um violento sismo que provocou 8 mortos, mais de 200 feridos e destruição generalizada na cidade da Horta, especialmente na freguesia da Conceição, e nas freguesias de Praia do Almojarife (onde das 220 casas apenas 16 ficaram habitáveis), Flamengos, Feteira e Castelo Branco e na zona compreendida entre a Lomba do Pilar e o Salão. Ao todo ficaram derrubadas, total ou parcialmente, 4138 casas. Este sismo terá tido as seguintes características: intensidade (IMM) IX, Magnitude do Momento sísmico (Escala de Richter) Mw=6,3 e profundidade 13 km. Na ilha do Pico, a intensidade máxima sentida foi de grau VIII na Candelária, Canada da Bragada (Santo António) e Baixa (Piedade) (Nunes, 1999).
- ii. *Crises sísmicas de 1957/1958 (Faial)*: Segundo Machado *et al.* (1962), a erupção dos Capelinhos fez-se acompanhar por duas crises sísmicas que antecederam os dois principais períodos de erupção: a crise de 16 a 27 de Setembro de 1957 que antecedeu a fase explosiva, e a crise de 12 e 13 de Maio de 1958 que antecedeu a fase estromboliana. Durante o primeiro período mais de duas centenas de abalos foram sentidos na parte ocidental da ilha do Faial, no entanto sem grande intensidade. Já no segundo período foram sentidos mais de 450 sismos na mesma região do Faial e alguns dos quais com intensidade epicentral de X graus Mercalli devido ao facto de a profundidade do foco não ter excedido 1 km (Machado, 1959). Estes sismos centraram-se em torno de três focos epicentrais, dois dos quais localizados entre o cone dos Capelinhos e a Caldeira. Os sismos mais intensos causaram deformação ao longo de várias falhas (Capelo, Lomba do Meio, Lomba de Baixo, Ribeira do Adão, Ribeira das Cabras, Lomba Grande, Espalamaca) (Madeira e Silveira, 2003). Durante esta crise, registaram-se movimentos verticais do terreno de 0.5 a 1 m de subsidência (Machado *et al.*, 1962). As isolinhas de deformação vertical verificadas na ilha do Faial, durante este período apresentam, segundo Machado *et al.* (1962), uma curvatura suave

³ A indicação dos locais afectados, e dos danos materiais e humanos resultantes dos efeitos dos sismos aqui mencionados foram retirados de <http://www.minerva.uevora.pt/eschola/acores/calamidades.htm>.

com direcção aproximada de N75°W, e desenvolvem-se praticamente paralelas ao conjunto de cones piroclásticos do complexo vulcânico do Capelo. Durante a crise sísmica de Maio de 1959 ficaram danificadas mais de 1000 casas na parte ocidental da ilha, entre as quais 508 ficaram completamente destruídas, em particular a Praia do Norte foi totalmente destruída não havendo registo de mortes pois a população tinha abandonado as suas habitações.

- iii. *Crise sísmica de 1963/1964 (São Jorge)*: A crise sísmica de São Jorge, de 13 de Dezembro de 1963 a 24 de Fevereiro de 1964, gerou mais de 500 sismos, alguns dos quais com intensidades epicentrais de grau VI (Machado e Forjaz, 1964). Este sismo provocou grande destruição nos Rosais e nas Velas (São Jorge). Ficaram danificadas mais de 900 casas e 400 foram destruídas. Os sismógrafos da Horta registaram os sismos mais intensos desta crise, os quais foram primeiramente associados à então recente erupção do vulcão dos Capelinhos.
- iv. *Crise sísmica de 1973 (Faial-Pico)*: A partir de 11 de Outubro de 1973 iniciou-se uma crise sísmica no Pico e Faial com numerosos sismos sentidos, com particular destaque, na freguesia de S. Mateus e no lugar da Terra do Pão, na ilha do Pico. A 23 de Novembro, pelas 12 h 36 min., registou-se um violento sismo com epicentro próximo de Santo António, no Pico. Este episódio ficou também marcado pela utilização de instrumentos (sismógrafos e um acelerógrafo) que permitiram registar com maior precisão os eventos sísmicos ocorridos na ilha do Pico. Os principais sismos desta crise atingiram intensidades IMM de grau VII/VIII em Bandeiras, sendo os epicentros localizados nas proximidades da Montanha do Pico. Segundo Nunes (1999), esta crise sísmica esteve directamente associada à tectónica actuante no estratovulcão do Pico. Como resultado desta crise sísmica muitas casas ficaram parcialmente destruídas, muros caídos e estradas obstruídas, nas freguesias de Bandeiras, Santa Luzia, St. António, e S. Roque, na costa norte do Pico, na freguesia de S. Mateus, na costa sul do Pico, e ainda nas freguesias de Conceição, Matriz e Flamengos, na ilha do Faial.
- v. *O sismo de 1980 (Terceira)*: O sismo de 1 de Janeiro de 1980, com epicentro localizado no mar a cerca de 35 km a SSW de Angra do Heroísmo (ilha Terceira). A magnitude deste sismo atingiu o valor de 7,2 na escala de Richter (Hirn *et al.*, 1980), e profundidade hipocentral de 10-15 km. Provocou destruição generalizada dos edifícios na cidade de Angra do Heroísmo, na Vila de S. Sebastião e nas freguesias da parte ocidental da Terceira, nas freguesias

do Topo e Santo Antão, em São Jorge, e ainda no Carapacho e Luz, na Graciosa. Morreram 71 pessoas (51 na Terceira e 20 em S. Jorge) e ficaram mais de 400 com ferimentos. Este sismo foi sentido na ilha do Pico com intensidade de grau VI.

2.3.2. O SISMO DE 9 DE JULHO DE 1998

O sismo de 9 de Julho de 1998, com epicentro localizado a NE da ilha do Faial atingiu a magnitude $M_w = 6.1$ e a intensidade máxima de VIII (escala de Mecalli modificada) no extremo NE da ilha do Faial (Senos *et al.*, 1998). No Pico, a intensidade máxima registada foi de VII no Lugar de Valverde (Nunes, 1999). Segundo o *National Earthquake Information Center* (NEIC, 1998) do *United States Geological Survey* (USGS), a magnitude de ondas de corpo (mb) foi de 5,8 e a magnitude do momento sísmico (M_w) foi de 6,2 (NEIC, 1998). Este evento foi seguido de inúmeras réplicas que se prolongaram até Setembro de 2004 (Figura 2.7.). O Serviço de Vigilância Sismológica dos Açores (SIVISA) registou mais de 15.800 réplicas (cerca de 12.000, só no primeiro ano). O epicentro foi localizado no sector Norte do Canal Faial-Pico, a cerca de 10 km NE do Faial, com coordenadas $38^\circ 38.05' \pm 2.2'N$, $28^\circ 31.38' \pm 3.4'W$ (Senos *et al.*, 1998). O grupo de Harvard (Dziewonski *et al.*, 1981), caracterizou ainda o mecanismo focal do evento principal através de dois planos de falha conjugados com os seguintes parâmetros: direcção 241° , inclinação 82° , *rake* (ou *pitch*) -180° e direcção 151° , inclinação 90° , *rake* -8° .

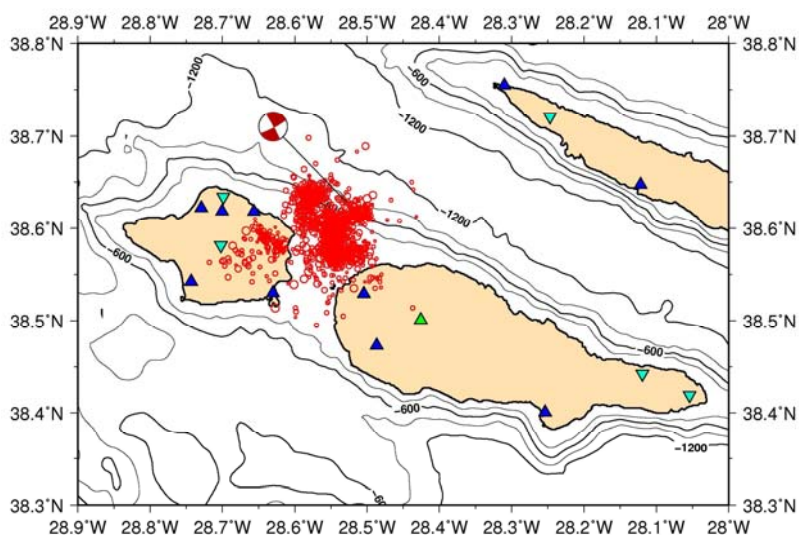


Figura 2.7. Mecanismo focal do sismo de 1998-07-09 (USGS-NEIC), localizações epicentrais preliminares das réplicas e rede sismográfica (estações fixas do SIVISA e móveis do Instituto de Meteorologia e Centro de Geofísica da Universidade de Lisboa) (Cortesia de Nuno Dias).

O abalo deste sismo provocou a destruição generalizada das freguesias de Ribeirinha, Pedro Miguel, Salão e Cedros e fortes danos em Castelo Branco (Lombega), Flamengos e Praia do Almoxarife na ilha do Faial. Em consequência destes danos morreram 8 pessoas e ficaram desalojadas 1700. Algumas localidades na ilha do Pico sofreram também grande destruição, verificando-se a destruição de 142 casas e danos consideráveis em 115 habitações. Segundo Nunes (1999), em Santo António (Pico) estimou-se um movimento geral do solo durante o abalo principal, no sentido de Oeste para Leste, com uma duração aproximada de 10-15 segundos. Na zona de Bandeiras (Pico) mediram-se, em floreiras tumulares, deslocamentos sistemáticos para Oeste com amplitudes máximas de 3,5 a 6 cm. Estes valores são cerca de três vezes inferiores aos obtidos em medições idênticas efectuadas na Ribeirinha (Faial), embora neste último caso os deslocamentos tenham sido para Sul. Algumas localidades no extremo Oeste de São Jorge (Rosais) foram também atingidas pelos efeitos do sismo tendo sido verificados grandes desabamentos das falésias costeiras.

Na sequência do sismo de 9 de Julho de 1998 foram elaborados diversos trabalhos científicos para compreender melhor o evento em questão. Entre outros, os estudos que mais contribuíram para a compreensão dos mecanismos associados a este sismo foram publicados em Madeira *et al.* (1998), Fernandes *et al.* (2002), Dias (2005) e Matias *et al.* (2007):

- i. *Madeira et al. (1998)*: Com base no conhecimento da neotectónica da ilha do Faial e região adjacente, estes autores interpretaram dados sismológicos referentes ao sismo de 9 de Julho de 1998 e propuseram um modelo sismotectónico para este evento sísmico. Neste trabalho, os autores mostram a existência de sismicidade desencadeada em acidentes tectónicos adjacentes à falha que gerou o sismo principal. Esta sismicidade originou deformação superficial em falhas emersas no Faial e que produziu fracturas, com comprimentos variáveis (até uma dezena de metros), em algumas das falhas principais da ilha. Grande parte destas fracturas mostravam uma forte correlação com as direcções tectónicas conhecidas (WNW-ESE e NNW-SSE). A cinemática destas fracturas era variável, contudo compatível com a movimentação naquelas famílias de falhas: normal direita, nas fracturas orientadas a WNW-ESE, e normal esquerda, nas fracturas com direcção NNW-SSE. Foram ainda observados *push-ups* com ressaltos centimétricos nas falhas da Ribeirinha, da Chã da Cruz e do Cabouco Velho. Neste último caso, detectaram-se ressaltos de 10 a 20 cm numa estrada que segue parte da falha em questão. Com base nestas observações e nos dados sísmicos, sugeriu-se

inicialmente que o sismo principal era devido a uma rotura numa falha pertencente ao sistema normal direito. No entanto, a solução do mecanismo focal determinado pelo NEIC e a distribuição espacial das réplicas obtidas pelo SIVISA (SIVISA, 1998) indicavam rotura num acidente tectónico localizado no canal Faial-Pico, com direcção NNW-SSE, portanto correlacionável com o sistema de falhas normais esquerdas (Madeira *et al.*, 1998). A ocorrência das duas direcções de fracturação observadas por Madeira *et al.* (1998) não permitiu determinar a qual dos sistemas pertence a falha que gerou o sismo principal.

A vibração do solo durante a crise sísmica de 1998 desencadeou também escorregamentos de terras em zonas de declive acentuado na ilha do Faial (Madeira *et al.*, 1998; Malheiro, 2006). Estes escorregamentos deram-se essencialmente em arribas litorais, nas paredes internas da Caldeira, em escarpas de falha e na vertente noroeste do Vulcão da Caldeira, perto da Ribeira Funda. Alguns destes escorregamentos mobilizaram grande volume de materiais, nomeadamente o da escarpa da falha Lomba Grande onde um escorregamento do tipo em prancha, com cerca de 50 m de largura, avançou cerca de 50 a 60 m pelos pastos da base da escarpa. Na vertente noroeste do Vulcão da Caldeira ocorreram numerosos escorregamentos, entre os quais um do tipo avalanche de detritos cuja cabeceira com 200 m de largura se estendeu por 1400 m ao longo do vale da ribeira do Risco em direcção à povoação de Ribeira Funda. Madeira *et al.* (1998) refere ainda que este escorregamento afectou cerca de 18 ha, estimando-se em cerca de 600.000 m³ o volume de material mobilizado. O desnível entre a cota da cabeceira do escorregamento e a sua frente foi de 320 m num declive de 15°.

- ii. *Fernandes et al.*, (2002): Neste trabalho estimaram-se os movimentos co-sísmicos, obtidos pela análise de dados GPS adquiridos, entre 1993 e 1998, numa rede de estações distribuídas nas ilhas do Faial e Pico, de modo a constranger os parâmetros que definem a geometria da(s) falha(s) que geraram o sismo principal de Julho de 1998. Os dados utilizados nesta análise foram adquiridos no âmbito do projecto TANGO (*TransAtlantic Network for Geodynamics and Oceanograph*), a decorrer desde 1988 na região dos Açores (Bastos *et al.*, 1991; Bastos *et al.*, 1998), e no âmbito do trabalho realizado pelo antigo Instituto Português de Cartografia e Cadastro (IPCC), actual Instituto Geográfico Português (IGP), para a monitorização e actualização do referencial geodésico nacional, incluindo a rede de triangulação existente no Arquipélago

dos Açores. Em 1997, o IPCC reconstruiu e observou com GPS, 62 vértices da rede de triangulação nacional existente nas ilhas do Pico e do Faial. Com o objectivo de avaliar a existência das deformações causadas pelo sismo de 1998, o IPCC observou 30 dos vértices localizados na ilha do Faial no período que se seguiu ao sismo (5-9 de Agosto de 1998). Dado que, parte das estações da rede nacional de triangulação, próximas da zona do epicentro, foi observada antes e após o sismo, processou-se esse conjunto de dados GPS de modo a caracterizar, através de um processo de inversão dos mesmos, os parâmetros da(s) falha(s) que deram origem ao sismo. Esses parâmetros são caracterizados pela orientação, a inclinação em relação à horizontal e a direcção do deslocamento dos blocos da(s) falha(s). Neste estudo os autores apresentam duas soluções (Tabela 2.3.): uma falha associada a um desligamento direito aproximadamente ao longo da direcção N253°E e uma segunda falha associada a um desligamento esquerdo aproximadamente ao longo da direcção N165°E. Os mecanismos focais estimados para as soluções destes modelos estão representados na Figura 2.8. Os modelos apresentados neste estudo reproduzem deformações horizontais muito similares na área abrangida pela rede de observação GPS, conseqüentemente houve algumas dificuldades em favorecer um dos modelos (Figura 2.9.). A geometria da rede GPS e a pequena dimensão da fonte sísmica contribuíram negativamente para esta definição. Os autores realçam também o facto da distribuição das réplicas do sismo principal se fazer em ambas as direcções dos dois modelos propostos. Contudo, acrescentam que apenas um estudo batimétrico detalhado poderá contribuir para um melhor conhecimento deste evento e que algumas das discrepâncias encontradas nos resultados obtidos poderão ter origem na reactivação pós-sismo de algumas das estruturas tectónicas do Faial, nomeadamente o *graben* Pedro Miguel.

Tabela 2.3. Duas soluções possíveis para os parâmetros das falhas determinados por inversão dos dados geodésicos (Fernandes *et al.*, 2002).

Modelo	N253°E	N165°E
Latitude(°)	38°37'06.1"± 08.1"N	38°36'57.0"± 08.6"N
Longitude(°)	28°32'25.9"± 20.9" W	28°33'22.2"± 19.3" W
Direcção (°)	253 ± 0.8	165 ± 0.8
Profundidade(m)	1970 ± 94	1948 ± 97
Comprimento(m)	9500 ± 411	9326 ± 214
Largura (m)	4656 ± 428	4248 ± 468
Inclinação(°)	82	89
Deslocamento (m)	-0.98 ± 0.08	1.04 ± 0.09
Rake(°)	-180	-8
M0 (x10 ¹⁸ Nm)	1.30 ± 0.31	1.24 ± 0.19

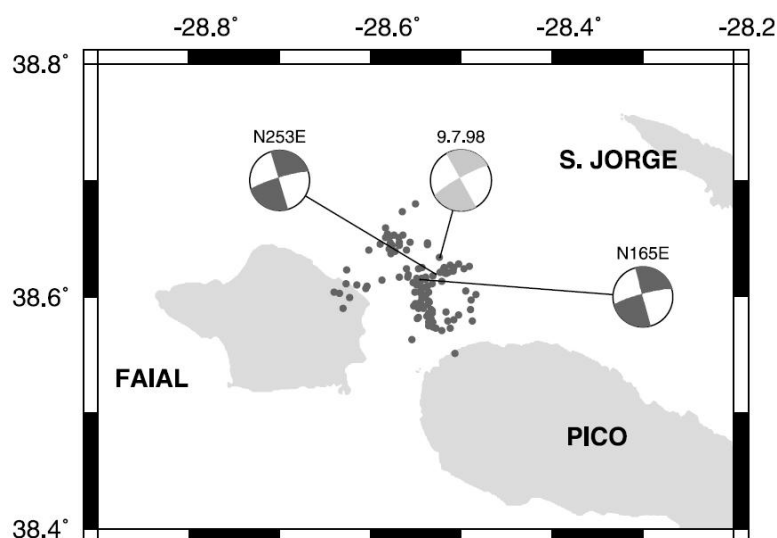


Figura 2.8. Mecanismos focais e distribuição das réplicas geradas pelo sismo de 9 de Julho de 1998. Os mecanismos focais representados a cinzento escuro foram estimados por Fernandes *et al.* (2002) e o mecanismo focal representado a cinzento claro foi estimado através de uma combinação dos parâmetros de Harvard e da solução de Senos *et al.* (1998). A localização das réplicas (112 no período de 11-31 Julho de 1998) foram calculadas por Vales *et al.* (2001). (Extraído de Fernandes *et al.*, 2002).

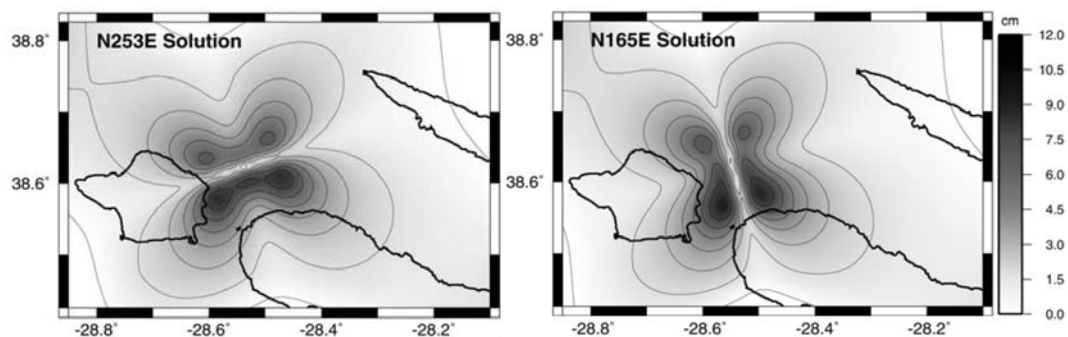


Figura 2.9. Projecção UTM (Zona 26N) do campo de deformação horizontal gerado pelas falhas de direcção N253°E e N165°E (Extraído de Fernandes *et al.*, 2002).

- iii. *Matias et al.* (2007): Neste trabalho, os autores fazem uma revisão da sequência sísmica do sismo de 9 de Julho de 1998, com base na análise da informação registada numa rede de 14 estações sísmicas instalada no Faial, Pico e São Jorge (constituída por estações da rede permanente do SIVISA e por estações temporárias do Instituto de Meteorologia e do Centro de Geofísica da Universidade de Lisboa); Os resultados preliminares da análise destes dados foram publicados por Senos *et al.*, (1998), Vales *et al.*, (2000), Vales *et*

al., (2001), Dias *et al.* (2003) e Morais *et al.* (2004). Dias (2005) e Matias *et al.* (2007) utilizando os mesmo dados, reavaliaram as marcações das fases sísmicas para, através de uma metodologia mais rigorosa, refinarem as localizações das réplicas do sismo principal e os respectivos hipocentros. Estes trabalhos conduziram ainda a um refinamento dos modelos de velocidades das ondas sísmicas e a uma melhor clarificação dos alinhamentos definidos pelos epicentros das réplicas. A determinação da estrutura ou plano de falha associado ao sismo principal foi outro dos objectivos destes estudos. Esta tarefa apresentou algumas dificuldades, nomeadamente devido ao facto da realocação das réplicas apresentar alinhamentos coerentes com as duas direcções preferenciais (N165°E e N253°E) propostas por Fernandes *et al.*, (2002), dificultando assim a identificação do verdadeiro plano de falha. Contudo, estes autores sugerem que a solução N165°E (desde que deslocada 2 km para WSW relativamente à posição assumida por Fernandes *et al.* (2002)), permite um melhor ajuste aos dados do que a solução conjugada. Dias (2005), assumindo ambas as soluções e a distribuição das réplicas associadas a cerca de 692 eventos, sugere que no caso da solução N253°E a rotura posterior ter-se-á processado unicamente em profundidade, sem rotura nas extremidades deste plano de falha e no caso da solução conjugada N165°E, as roturas posteriores (réplicas) ter-se-ão processado em profundidade, sob a zona de falha associada ao sismo principal e no prolongamento para SSE da falha principal. Dias (2005) refere ainda que, tendo em conta que o mecanismo determinado para o sismo principal indica desligamento puro, é pouco provável que o sismo principal tenha tido origem no plano N253°E devido à ausência de réplicas nas suas extremidades, sendo por isso mais provável que a rotura principal se tenha processado na direcção N165°E.

2.3.3. SISMICIDADE ACTUAL

A sismicidade actual na região Faial-Pico, para além do foco entre as ilhas do Faial e Pico associado à continuação da crise sísmica iniciada pelo sismo de 9 de Julho de 1998, centra-se em dois centros emissores de energia: um a ocidente da ilha do Faial e outro a ocidente da ilha Graciosa (Dias, 2005) (Figura 2.10.). O registo da sismicidade na região dos Açores conta actualmente com a utilização de instrumentação de elevada precisão para a quantificação da magnitude sísmica. A monitorização sismológica é realizada pelo SIVISA, que publica periodicamente os dados registados pelas estações micro-sísmicas distribuídas pelo Arquipélago e que

pode também ser consultada *on-line* no site do *International Seismological Centre* (www.isc.ac.uk).

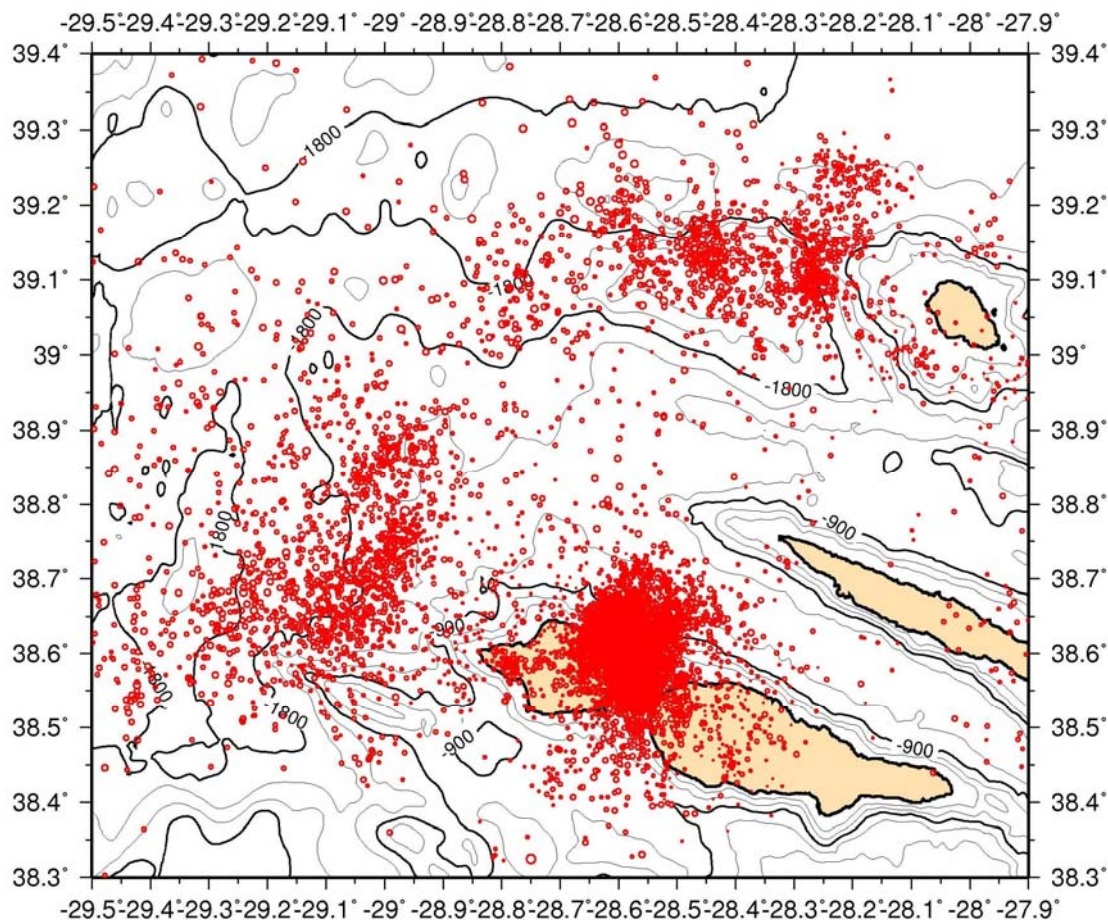


Figura 2.10. Mapa de sismicidade da região Faial-Pico, registada no período 08/1998-12/2006. Isobatas com intervalo de 300 m de Lourenço *et al.* (1998). Fonte de dados sísmicos: SIVISA. (Cortesia de Nuno Dias).

2.4. VULCANISMO NA REGIÃO PICO-FAIAL

No sistema vulcânico da ilha do Faial, houve, no período histórico, apenas duas erupções ou períodos eruptivos:

- i. *Erupção vulcânica de 1672:* A erupção vulcânica de 1672 é descrita por Machado (1959), como tendo sido precedida por mais de uma centena de abalos de terra que tiveram início em Setembro de 1671. Os sismos mais intensos apresentavam focos na vizinhança das chaminés activas (contra-forte do Cabeço do Fogo e Pincarito), à profundidade de cerca de 3 km. Um tremor vulcânico contínuo foi sentido em toda a ilha do Faial, pelo menos durante os últimos 9 dias que precederam a erupção. Na madrugada de 24 de Abril de 1672 começou a actividade explosiva moderada, aparecendo logo a seguir

várias correntes de lava que saíam na base do cone do Cabeço do Fogo. No dia 25 a actividade deslocou-se para oeste, e a 28 começou a formar-se o manto de lava do Pincarito. Na primeira chaminé a actividade terá durado cerca de 3 meses, e na segunda cerca de 10 meses. Durante este período verificou-se uma considerável efusão de lava basáltica a partir das duas chaminés. Até cerca de 1 km a lava espalhou-se em manto contínuo e depois dividiu-se em correntes, onde seis das quais atingiram o mar após percorrerem mais de 1.4 km. O volume de lava emitida foi estimado em 360 milhões de m³, dos quais apenas 16 milhões terão solidificado em terra. O caudal médio de lava excedia portanto o milhão de m³ por dia. A energia total dissipada foi da ordem dos 10²⁵ ergs (Machado, 1959).

- ii. *Erupção dos Capelinhos em 1957/1958*: A erupção dos Capelinhos em 1957/58 marca a história do vulcanismo mais recente ocorrido na ilha do Faial. Esta erupção apresentou características notáveis, principalmente por ter acrescentado uma parte nova à ilha do Faial em consequência do elevado volume de materiais expelidos na fase explosiva da actividade (cerca de 60 milhões de m³, pela energia dissipada (cerca de 10²⁴ ergs) e pela quantidade de abalos sísmicos que precederam a fase de explosão (cerca de 200, com intensidade inferior a 5 graus Mercalli) (Machado, 1958 e 1959). A primeira erupção aconteceu em finais de Setembro de 1957, depois de uma chaminé submarina localizada junto da costa norte da ilha do Faial ter iniciado uma forte emissão de gases, cinzas e escórias que se foram acumulando e formaram uma ilhota. A 16 de Dezembro, o vulcão entrou novamente em actividade lançando repuxes de lava vermelho-alaranjada a várias dezenas de metros de altura. Para norte formou-se uma torrente de lava com cerca de 50 metros de largura que atingiu o mar. Nos meses seguintes a erupção continuou, com repuxes e torrentes de lava, com fortes explosões acompanhadas da formação de nuvens de cinzas e emissão de algumas “bombas”. Em 13 de Maio de 1958, em ligação com uma crise sísmica de extrema violência, começou uma fase efusiva com actividade do tipo estromboliano e emissão de curtas mas numerosas correntes de lava que atingiam cerca de 50 metros de altura. Machado *et al.* (1962) refere que naquela mesma data houve uma explosão na caldeira do vulcão principal da ilha. A erupção terminou a 24 de Outubro mas continuaram algumas fumarolas nos campos de lava.

O vulcanismo histórico da ilha do Pico está centrado em três curtos períodos de actividade vulcânica:

- i. *Período de 1562 e 1564*: Este período foi precedido por abalos de terra sentidos com violência no Pico e em S. Jorge. O Pico do Caveiro, situado a uma altitude de cerca de 800 m no planalto Leste da montanha principal, foi o primeiro cone a entrar em erupção (Machado, 1956). Formaram-se outras correntes de lava que se deslocaram para o Norte, passando para Oeste da povoação da Praínha e despenhando-se pela falésia. A lava correu cerca de 2 anos, formando o chamado Mistério da Praínha, ao qual se seguiu um longo repouso que durou até ao século VXIII.
- ii. *Período de 1718-1720*: A 1 de Fevereiro de 1718 deu-se a primeira erupção (erupção de Santa Lúzia) deste período. Após fortes abalos sísmicos, entraram em erupção quatro chaminés secundárias situadas a cerca de 1000 m de altitude na vertente Norte da montanha principal. Houve emissão de cinzas que atingiram, o lado Sul da ilha, e à noite formaram-se correntes de lava basáltica que em poucas horas atingiram o mar, por entre as freguesias de Santa Lúzia e Bandeiras. Segundo Nunes (1999), o centro emissor da erupção de Santa Lúzia, constitui hoje a Lomba do Fogo, que se desenvolve desde os 850 m até cerca de 1250 m de altitude, segundo uma crista arqueada de orientação aproximada de N40°W. Machado (1956), descreve que a partir do dia 2 de Fevereiro a actividade começou a diminuir do lado norte, e abriram-se chaminés no sopé da montanha, na costa Sul junto à freguesia de São João, a uma altitude da ordem dos 300 m; daqui saíram várias correntes de lava. No dia 11 entrou em erupção uma chaminé submarina a cerca de 90 m da costa, junto à freguesia de São João, arremessando materiais que formaram um promontório. A 24 e 27 de Fevereiro a erupção diminuiu até meados de Agosto, época em que parecia extinta. Recomeçou nos mesmos lugares em Setembro e prolongou-se até ao fim do ano. Ainda segundo Machado (1956), à erupção de São João, seguiu-se cerca de ano e meio de repouso. A 10 de Julho de 1720 abriram-se porém cinco chaminés no sítio do Soldão, entre as povoações de São João e Silveira, 5 km a Leste dos focos da erupção de 1718. Com esta erupção formou-se o Cabeço do Fogo (hoje com a altitude de 478 m acima do nível do mar). As erupções do período de 1718-20 formaram os Mistérios de Santa Lúzia, de São João e da Silveira.
- iii. *Período de 1963/1964*: o último período de vulcanismo na ilha do Pico ocorreu nos finais de 1963, no mar, a Norte de Cachorro. Nos dias 13 e 14 de Dezembro de 1963, os simógrafos da Horta registaram tremores contínuos

que foram atribuídos, segundo Machado e Forjaz (1964), primeiramente à actividade fumarólica nos Capelinhos que ainda persistia nessa data. No entanto, no dia 15 de Dezembro houve testemunhas oculares que presenciaram uma erupção submarina ao largo do Cachorro (Weston, 1964). Nunes (1999) questiona a veracidade de alguns destes relatos pelo escasso conjunto de dados existentes sobre este evento. Weston (1964) estabelece, no entanto, uma correlação entre este evento e os acontecimentos sísmicos e vulcânicos que ocorreram mais tarde, em Fevereiro de 1964, na ilha de S. Jorge. As dúvidas parecem permanecer no que diz respeito à origem deste evento vulcânico.

Na Figura 2.3. estão representadas as localizações das erupções mencionadas através das datas (ano) da sua ocorrência.

CAPÍTULO 3

Processamento interferométrico

3.1. Processamento interferométrico	44
3.1.1. Selecção das imagens SAR.....	44
3.1.2. Informação orbital	49
3.1.3. Informação altimétrica.....	51
3.1.4. Focalização dos dados SAR	53
3.1.4.1. Doppler médio em azimute.....	54
3.1.4.2. Taxa de compressão em azimute.....	55
3.1.4.3. Imagens RADAR complexas	56
3.1.5. Cálculo dos interferogramas diferenciais	58
3.2. Georeferenciação dos produtos interferométricos	62
3.3. Filtro de fase	66
3.4. Resultados interferométricos	67
3.5. Análise da qualidade dos interferogramas.....	71

3.1. PROCESSAMENTO INTERFEROMÉTRICO

O *software Differential Interferometric Automated Process Applied to Survey Of Nature* (DIAPASON) (CNES, 1995), versão 2.0, foi a escolha efectuada para o cálculo dos interferogramas diferenciais deste estudo. Este sistema é um processador interferométrico modular, desenvolvido em *Fortran-77*, disponível para quase todas as plataformas e que produz interferogramas diferenciais a partir de dados radar não focalizados (*raw data*) ou a partir de imagens radar complexas (*Single Look Complex*, SLC). Cada módulo do DIAPASON corresponde a um algoritmo distinto da sequência do processamento DInSAR. O cálculo pode ser totalmente automatizado ou recomeçar em estágios intermédios do processamento de modo a avaliar os resultados dos algoritmos precedentes. A Figura 3.1. ilustra a cadeia completa do processamento interferométrico realizado no *software* DIAPASON. O processamento interferométrico realizado neste estudo consistiu em cinco etapas principais: (1) a selecção dos dados (imagens SAR, órbitas dos satélites, dados altimétricos); (2) o pré-processamento das imagens SAR; (3) o cálculo dos produtos interferométricos (mapa de coerência e interferogramas diferenciais); (4) a georeferenciação dos produtos interferométricos no sistema cartográfico do modelo altimétrico de terreno (*Digital Elevation Model*, DEM); (5) e a aplicação de um filtro aos interferogramas finais.

3.1.1. SELECÇÃO DAS IMAGENS SAR

Antes de seleccionar os dados SAR para o trabalho desta dissertação, realizou-se uma pesquisa à base de dados dos vários sensores radar (ERS-1, ERS-2, J-ERS1, RADARSAT-1) a operarem no período co-sísmico (i.e. antes a após a ocorrência do sismo de 9 de Julho de 1998) de modo a avaliar a existência de dados na região Pico-Faial. Verificou-se que apenas os sensores ERS-1 e ERS-2 dispunham de dados para as datas de interesse. No catálogo de imagens do JERS-1 foram também encontradas algumas imagens da região dos Açores mas com datas de aquisição pouco interessantes para este estudo (1994 e 1996). A selecção das imagens dos sensores ERS foi então realizada através do catálogo de dados da ESA disponível *on-line* (*Earth Observation Catalogue*, em <http://odisseo.esrin.esa.it/eoli/eoli.html>).

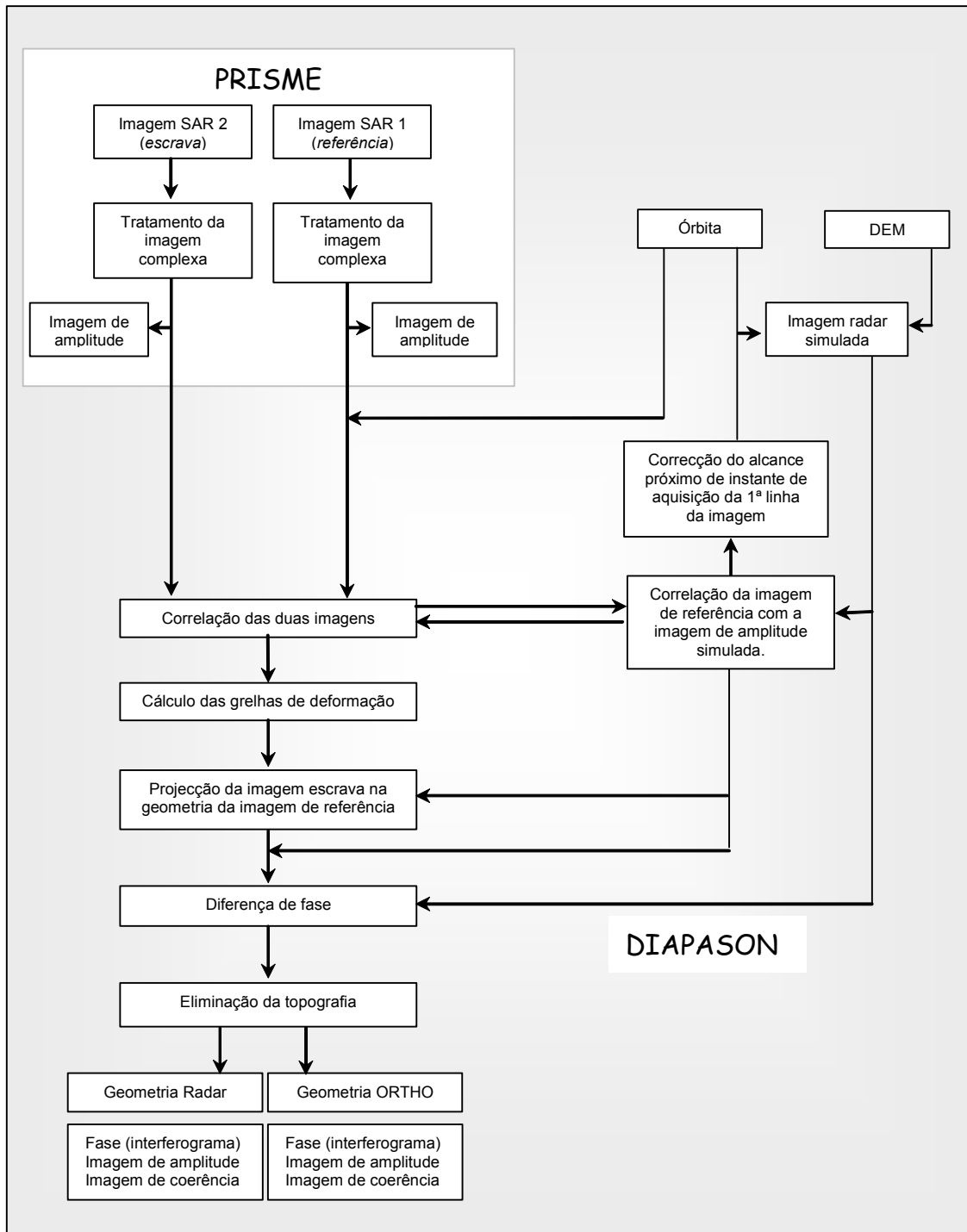


Figura 3.1. Cadeia de processamento interferométrico do DIAPASON.

A escolha dos pares interferométricos de imagens ERS implica o conhecimento de algumas particularidades da sua aquisição, nomeadamente o ciclo orbital, o traço, a janela de varrimento (*frame*) e o número da órbita de interesse. O ciclo orbital é caracterizado pelo período, em dias, que o satélite leva para adquirir imagens da mesma região da superfície da Terra. O satélite ERS-1 teve diferentes fases, nas quais o ciclo orbital foi variável. Neste trabalho, apenas as imagens adquiridas nas

fases C e G, com um ciclo orbital de 35 dias, foram consideradas. O satélite ERS-2 teve apenas um ciclo orbital de 35 dias. O traço corresponde à faixa no solo coberta pela passagem do satélite e que é repetida após 1 ciclo orbital completo. Cada traço no solo é dividido por um certo número de janelas de varrimento (Figura 3.2.). Cada janela é identificada pelo seu nó central e é separada da janela seguinte ou antecedente por 18 nós. A primeira janela de uma aquisição começa no Equador e é identificada pelo número 9. O percurso do satélite numa volta completa à Terra é designado por órbita. Os satélites ERS realizavam 14.3 órbitas por dia, tendo cada uma a duração de 100.34 minutos. Na prática, designa-se por órbita cada passagem diferente do satélite sobre o mesmo traço e janela. Para simplificar, as imagens ERS são identificadas currentemente pelo número da sua órbita. As órbitas dos satélites ERS-1 e ERS-2 são sucessivamente ascendentes e descendentes. As órbitas ascendentes são percorridas na direcção Sul para Norte, com o radar a apontar para Este e a adquirir as imagens durante a noite, enquanto que as órbitas descendentes são percorridas de Norte para Sul, com o radar a apontar para Oeste e a adquirir as imagens durante o dia. O cálculo de interferogramas só pode ser efectuado com imagens, ambas ascendentes ou ambas descendentes, e que façam parte do mesmo traço e da mesma janela. Só desta forma é possível preservar as mesmas condições de geometria, entre as duas aquisições, e tornar possível a realização da interferometria SAR.

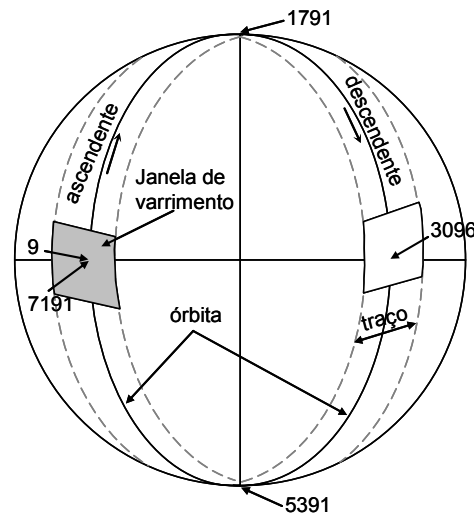


Figura 3.2. Representação, sobre a Terra, de uma órbita ERS, de um traço e de uma janela de varrimento (adaptado de Cunha, 2000).

Para a área geográfica da região Pico-Faial foram encontradas várias imagens correspondentes à janela 2835 dos traços 52 e 281. Na Figura 3.3. estão representados os limites, no solo, abrangidos pelos traços 52 e 281. Ambos os traços

seleccionados correspondem a órbitas descendentes. Na base de dados da ESA, existe apenas uma imagem pertencente a uma órbita ascendente nesta região. Esta imagem, por ser única, foi obviamente excluída.

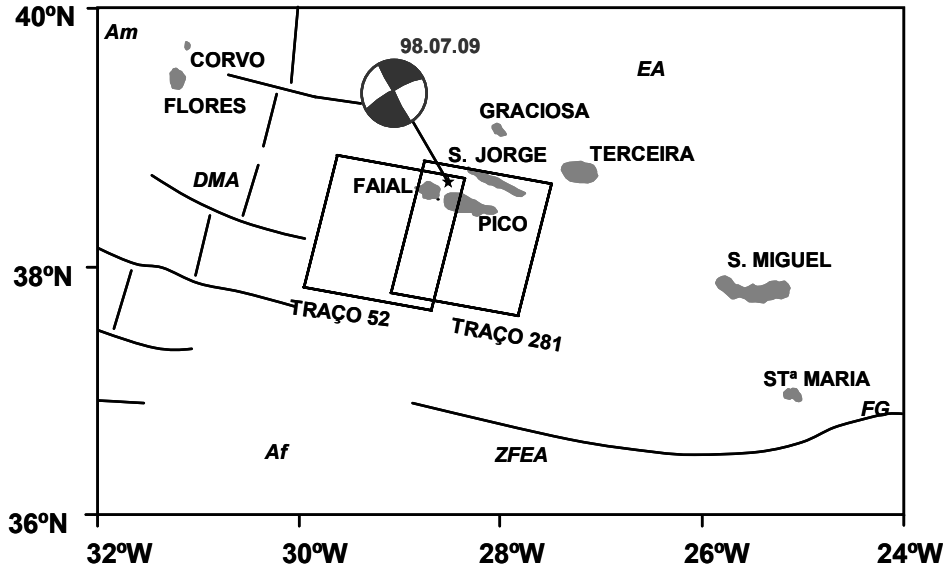


Figura 3.3. Área geográfica abrangida pelos traços 52 e 281 (janela 2835), na região do Arquipélago dos Açores, correspondentes a órbitas descendentes. O mecanismo focal e a localização do sismo de 9 de Julho de 1998, estimados pelo NEIC, são também representados, assim como as principais estruturas geológicas (ver Figura 2.1. para mais detalhes sobre as estruturas geológicas).

Os principais critérios considerados na selecção das imagens SAR para este estudo tiveram em conta as condições geométricas de aquisição e a separação temporal entre imagens que pudessem formar um par interferométrico:

i. *Critério 1*

A separação orbital (designada por linha de base orbital ou simplesmente base, B) entre imagens do mesmo par interferométrico determina a sensibilidade do interferograma à topografia local e influencia a coerência do interferograma. No caso da aplicação da técnica DInSAR aos estudos de deformação do solo, a base deve ser tão pequena quanto possível. Idealmente o valor da base deveria ser zero, o que significaria que as órbitas das duas passagens do satélite eram exactamente idênticas, e a sensibilidade da técnica à topografia do terreno era nula. Na prática, esta situação dificilmente se verifica e a contribuição topográfica num interferograma tem que ser removida de modo a

gerar um interferograma diferencial. Existe no entanto, um limite para a separação orbital para além do qual a interferometria diferencial deixa de ser realizável. Este limite, designado por base crítica, é fixado em 1100 m para os satélites ERS, num terreno plano (Hanssen, 2001) (§ Anexo B, secção B.5.2). Na selecção das imagens para este estudo procuraram-se apenas as imagens que pudessem formar pares interferométricos de base inferior a 1100 m. Constatou-se posteriormente que, para a região em causa, este valor era ainda demasiado elevado, sendo verificada ausência de coerência para bases superiores a 600 m.

ii. *Critério 2*

A separação temporal entre as datas de aquisição das imagens do mesmo par deveria contemplar três períodos distintos: o período pré-, co- e pós-sísmico (assumindo como data de referência, 9 de Julho de 1998). Desta forma, deveriam ser seleccionadas imagens adquiridas antes e após a data do sismo, tendo presente que separações temporais muito longas favorecem alterações da superfície e consequentemente a perda de coerência (para mais detalhes sobre esta temática ver Anexo B, secção B.5.2.).

Definidos os critérios de selecção procedeu-se à aquisição das imagens ERS indicadas na Tabela 3.1.: nove imagens do traço 281 e nove imagens do traço 52. Todas as imagens foram adquiridas durante o dia às 12h 36m (hora local). Deve realçar-se que, para este estudo, foram adquiridas quase a totalidade das imagens dos traços 52 e 281 da janela 2835 disponíveis na base de dados da ESA. Entre a totalidade das imagens existentes, excluíram-se aquelas que não ofereciam qualquer valor adicional ao estudo em causa por constituírem uma fonte de informação redundante relativamente às imagens seleccionadas. Entre estas, treze foram adquiridas antes do final de 1995, e apenas 5 foram adquiridas após o evento sísmico de 1998. No traço 281, a primeira imagem (órbita 17169, data 2/08/1998) adquirida após o sismo estava infelizmente corrompida, fazendo com que apenas restassem duas imagens deste traço com datas pós-sismo (órbitas 18171 e 29193). No traço 52, existem duas imagens após a ocorrência do sismo (órbitas 16940 e 17942), mas a imagem 16942 é apenas correlacionável com uma das imagens do traço 52 (órbita 908) devido ao elevado valor de B_{\perp} com qualquer outra órbita. A escassez de imagens com datas posteriores a 9 de Julho de 1998 dificultaria a formação de interferogramas independentes que abrangessem o período pós-sísmico. Para a análise do período co-sísmico eram igualmente esperados alguns problemas, nomeadamente pelo facto

das imagens de 1995 terem sido as últimas imagens a serem adquiridas pelos sensores radar ERS-1 e ERS-2 antes do evento de 1998, ou seja praticamente 3 anos antes. Consequentemente, qualquer interferograma, abrangendo o período co-sísmico, teria uma separação temporal mínima de 3 anos o que envolveria problemas associados à estabilidade da fase (coerência). Esta falta de coerência foi ainda agravada pelo tipo de coberto do solo das ilhas, pois tanto o Faial como o Pico verificam uma grande densidade de vegetação associada a um elevado índice de humidade do solo. O período pré-sísmico foi o período mais favorecido devido ao número de imagens existentes em ambos os traços (6 imagens do traço 281, e 7 imagens do traço 52) e ao reduzido valor da componente perpendicular da base (B_{\perp}) entre órbitas distintas. No traço 52, adquiriram-se igualmente dois pares de imagens com uma separação temporal de cerca de 1 dia, correspondentes às órbitas 22585-2912 e 23086-3413. Estas imagens correspondem ao período de operação dos satélites ERS-1 e ERS-2 designada por operação *tandem*, no qual a órbitas de um dos satélites era repetida pelo outro após 24 horas de intervalo.

Tabela 3.1. Imagens ERS-1 e ERS-2 adquiridas para este estudo. A separação orbital (aqui avaliada pela componente perpendicular da base, B_{\perp}) entre imagens é calculada em relação às órbitas 18171, no traço 281, e 17942, no traço 52.

ÓRBITA	SENSOR	DATA	TRAÇO	JANELA	B_{\perp} (m)
636	ERS2	04/06/1995	281	2835	-470
1137	ERS2	09/07/1995	281	2835	-870
2640	ERS2	22/10/1995	281	2835	546
3141	ERS2	26/11/1995	281	2835	-865
23315	ERS1	30/12/1995	281	2835	94
3642	ERS2	31/12/1995	281	2835	-159
17169	ERS2	02/08/1998	281	2835	-285
18171	ERS2	11/10/1998	281	2835	0
29193	ERS2	19/11/2000	281	2835	-623

ÓRBITA	SENSOR	DATA	TRAÇO	FRAME	B_{\perp} (m)
4607	ERS1	09/06/1992	52	2835	-32
8714	ERS1	16/03/1993	52	2835	-186
908	ERS2	23/06/1995	52	2835	-1060
22585	ERS1	09/11/1995	52	2835	-34
2912	ERS2	10/11/1995	52	2835	-274
23086	ERS1	14/12/1995	52	2835	217
3413	ERS2	15/12/1995	52	2835	-31
16940	ERS2	17/07/1998	52	2835	-1221
17942	ERS2	25/09/1998	52	2835	0

3.1.2. INFORMAÇÃO ORBITAL

O conhecimento das efemérides dos satélites é fundamental para a determinação da separação orbital entre órbitas do mesmo par interferométrico e para a georeferenciação dos produtos interferométricos a um *datum* geodésico de referência. Neste estudo, utilizaram-se as órbitas produzidas pelo *Delft Institute for Earth-Oriented*

Space Research (DEOS). Estas órbitas são fornecidas através de um serviço *ftp* de DEOS (<ftp://harpo.grdl.noaa.gov/pub/delft/ODR.ERS-1>), através do qual pode também ser adquirido o respectivo *software* de apoio GETORB (DEOS, 2002) que permite listar a informação contida nos ficheiros binários orbitais (.ODR) e efectuar a interpolação das órbitas para qualquer intervalo de tempo. O programa GETORB devolve, para um determinado intervalo de tempo e intervalo de interpolação, o instante, em Tempo Universal Coordenado (*Universal Time Coordinated*, UTC) e em segundos, a latitude, a longitude, a altitude orbital (relativa ao sistema de referência GRS80) e as coordenadas cartesianas geocêntricas (X, Y, Z) da posição do satélite. Os ficheiros orbitais são fornecidos em formato binário e contêm as posições orbitais para os satélites ERS-1/2 a cada minuto. Cada ficheiro orbital contém a informação de cerca de 5.5 dias de dados e ficheiros orbitais sucessivos contêm 2 dias de sobreposição de informação. As órbitas de Delft apresentam no entanto um inconveniente, apenas são fornecidas as coordenadas das posições dos satélites e a propagação das órbitas não pode ser inicializada correctamente por não serem fornecidos os vectores velocidade correspondentes. Segundo Closa (1998), as órbitas de Delft produzem bons resultados quando as posições dos satélites, determinadas por Delft, são combinadas com as velocidades restituídas ou precisas determinadas pela ESA/ESOC.

No caso particular deste trabalho, determinaram-se as componentes dos vectores velocidade através de incrementos nas posições de Delft e dos respectivos intervalos de tempo. Em oposição aos resultados de Closa (1998), onde inúmeras franjas interferométricas foram geradas na direcção azimutal o que, segundo o autor, indica que a estimação relativa das órbitas afasta-se progressivamente da órbita nominal, os interferogramas da região Pico-Faiãl não apresentam nenhuma semelhança com este padrão de interferência. Desta forma, assumiu-se para este trabalho que as posições estimadas por Delft, para os satélites ERS-1 e ERS-2, e as respectivas velocidades calculadas das primeiras diferenças das posições constituíam uma boa estimativa das órbitas nominais e foram por isso utilizadas na produção dos interferogramas diferenciais.

Uma vez identificados os ficheiros orbitais correspondentes às órbitas das imagens SAR seleccionadas, utilizou-se o programa GETORB para interpolar a informação para todos os 60 segundos, durante 110 minutos de cada órbita, tal como é prática comum para os satélites ERS (CNES, 1998). O intervalo de amostragem das posições dos satélites é um parâmetro de escolha livre e pode até ser reduzido para uma verificação mais precisa da órbita do satélite, podendo ir até um ponto por linha da

imagem, caso seja desejável. Neste trabalho, a opção de utilizar múltiplos vectores de posição seguiu também as recomendações de Closa (1998), após verificações experimentais, que sugerem a utilização de vários vectores de posição para se obter melhorias na qualidade nos interferogramas diferenciais. Assim, o intervalo de 110 minutos foi calculado com base na hora média de aquisição de cada imagem à qual se subtraíu e somou 50 minutos: [hora média – 50 min; hora média + 50 min]. A hora média da aquisição de uma imagem foi calculada através da informação relativa à hora de início da aquisição, que é fornecida pela ESA juntamente com os dados SAR originais, do número de linhas da imagem e da Frequência de Repetição dos Impulsos do sensor radar (*Pulse Repetition Frequency*, PRF), ou seja: (hora de início) + (Nº de linhas da imagem / PRF).

3.1.3. INFORMAÇÃO ALTIMÉTRICA

A informação altimétrica utilizada neste trabalho resultou da conversão dos modelos altimétricos digitais das ilhas Faial e Pico, em formato vector, para o formato matricial (*grid*). Para o efeito foi utilizado o *software MGE Terrain Analyst*, da Intergraph (Intergraph, 1995). Os dados altimétricos foram produzidos e cedidos pelo Instituto Geográfico do Exército (IGeoE). Os métodos fotogramétricos estiveram na base da produção desta informação que foi gerada para ser representada à escala 1:25 000. A precisão vertical destes dados é de aproximadamente 5 m (Afonso *et al.*, 2002). A integração dos modelos altimétricos, em formato matricial, no *software DIAPASON* passou pela codificação de cada *pixel*, das respectivas grelhas, por um número inteiro de 2 *bytes*. O ficheiro resultante (extensão *.i2*) armazena um registo por cada linha de modo a possibilitar o acesso directo da informação. Os valores, em metros, das altitudes *H* são deduzidos a partir dos dados binários ($V_{binário}$) através de:

$$H = \frac{V_{binário} - C}{E} \quad (3-1)$$

onde *C* é uma constante de correcção altimétrica (igual a 0 neste trabalho) e *E* é também uma constante que corresponde a um valor de uma escala decimal. Por convenção o DIAPASON considera que valores binários associados a altitudes inferiores a -500 m e superiores a 9 000 m não fazem parte do interferograma e consequentemente, não as processa. A imagem de altitudes codificada pode também ter algumas lacunas (i.e. ausência de informação) em locais onde a informação altimétrica é desconhecida ou onde o utilizador não quer que a informação seja processada (como por exemplo, no mar). Toda a informação relativa ao DEM (e.g. identificação do ficheiro binário, tipo de codificação, constantes *E* e *C*, projecção

cartográfica utilizada, superfície de referência das altitudes) é descrita num ficheiro *ascii* que será utilizado pelo DIAPASON para identificar e localizar o modelo altimétrico.

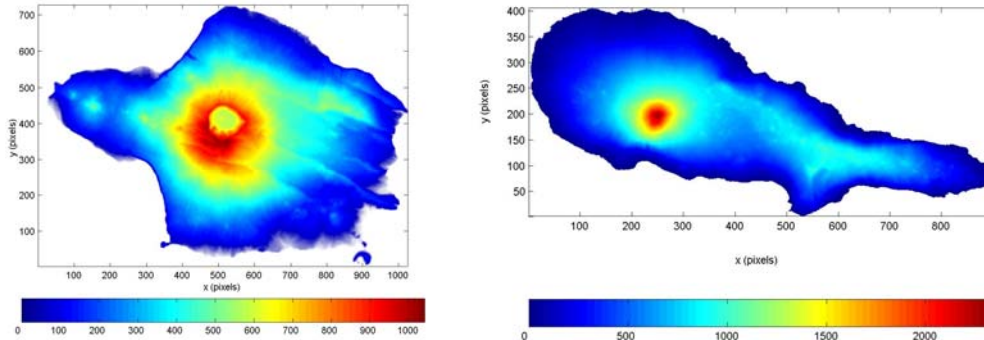


Figura 3.4. Modelos altimétricos do Faial (esquerda) e Pico (direita) no formato utilizado pelo DIAPASON (*pixel* codificado por um inteiro de 2 *bytes*). As altitudes são dadas em metros.

De modo a georeferenciar os produtos interferométricos, na mesma geometria do DEM, efectuaram-se diversos testes para definir a resolução espacial que melhor se adequava à interpretação dos interferogramas diferenciais. Para o efeito, foram considerados os seguintes factores: a escala da informação altimétrica original (1:25 000), a resolução espacial das imagens SAR quando projectada no solo (aproximadamente 20 m), e o valor do declive local (α), que influencia a resolução das imagens SAR na direcção das distâncias (ρ_d), e que segundo Adragna (2000) é dada por :

$$\rho_d = \frac{c}{2B_{DOP} \sin(i - \alpha)} \quad (3-2)$$

onde c (≈ 299792458 m/s) corresponde à velocidade da luz no vácuo, B_{DOP} corresponde à largura da banda de um impulso radar (≈ 15.5 MHz para os satélites ERS), α representa o respectivo declive do terreno e i representa o ângulo de incidência local do feixe radar (cf. Anexo A, Figura A.2.). A avaliação destes três parâmetros sugeriu que fossem calculados interferogramas diferenciais com modelos altimétricos de diferentes resoluções espaciais. Na Figura 3.5. são apresentados três interferogramas co-sísmicos, da ilha do Pico, calculados com imagens do traço 52, nos quais foram utilizados DEM's com grelhas de 20, 50 e 100 m. Com a grelha de 20 m houve alguma dificuldade na interpretação visual do padrão de interferência interferométrica e com a grelha de 100 m a generalização é excessiva para a extensão da área de estudo. Desta forma, optou-se pela grelha dos 50 m, pois para além de ser

um valor intermédio em relação aos anteriores, foi a grelha com a qual se verificou uma maior legibilidade e um maior ganho na coerência global do interferograma.

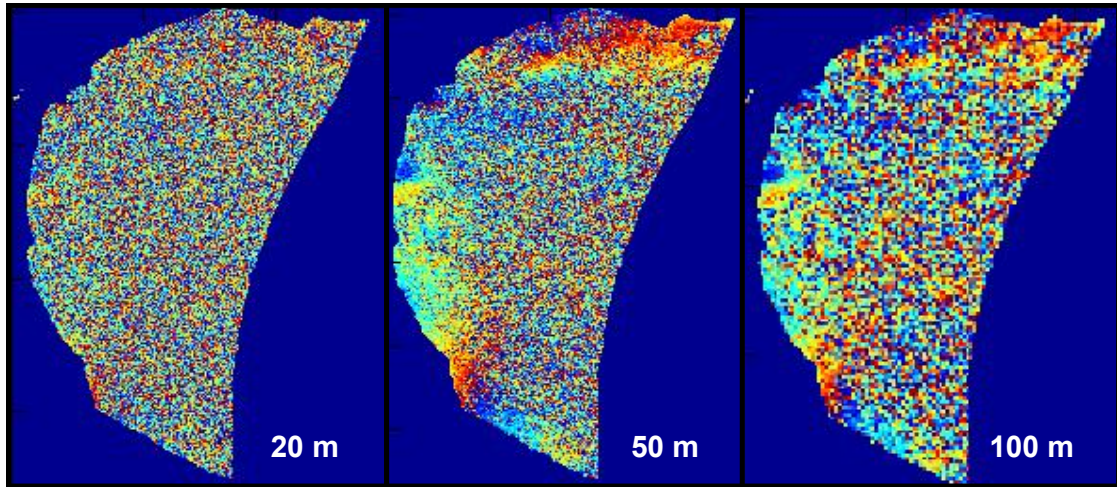


Figura 3.5. Interferogramas calculados com modelos altimétricos, da ilha do Pico, gerados com grelhas de *pixel* quadrado com dimensões de 20 m (à esquerda), 50 m (ao centro) e 100 m (à direita). O interferograma co-sísmico corresponde ao par 951109-980925.

3.1.4. FOCALIZAÇÃO DOS DADOS SAR

Designa-se por focalização, síntese ou compressão, o tratamento numérico efectuado às imagens SAR em formato “bruto”, ou seja sem qualquer processamento, para melhorar a sua resolução espacial. A focalização SAR permite transformar uma imagem originalmente adquirida com uma resolução espacial quilométrica para outra imagem com uma resolução de apenas alguns metros. O processo de focalização requer um conhecimento *a priori* das variações frequenciais do sinal radar reflectido. Estas variações são produzidas pela modelação da onda portadora em distância, e pelo efeito Doppler em azimute. Para o efeito são aplicadas técnicas de compressão que se baseiam no cálculo de correlação entre o sinal emitido e o sinal reflectido. Este tratamento consiste, basicamente na extracção da contribuição individual de cada alvo a partir dos dados “brutos” SAR. Para que esta extracção seja realizável, naturalmente devem ser conhecidos alguns parâmetros com as características dos sensores radar e parâmetros relacionados com a geometria de aquisição das imagens. O Doppler médio em azimute (DMAz) e a taxa de compressão em azimute (TCAz) são os parâmetros mais relevantes neste processo de focalização. Embora, o DIAPASON realize a focalização de modo automático, através do programa PRISME, os parâmetros necessários para a execução deste módulo são definidos pelo utilizador e determinam a qualidade dos produtos interferométricos finais. Uma escolha errada

destes parâmetros pode condicionar completamente a qualidade de um interferograma. Assim, descreve-se sucintamente neste capítulo as opções tomadas para a escolha dos parâmetros DMAz e TCAz que otimizam os resultados interferométricos e remete-se o leitor para o Anexo A, secção A.4., desta dissertação para uma explicação mais detalhada sobre o processo completo de focalização de uma imagem SAR, se assim o desejar.

3.1.4.1. DOPPLER MÉDIO EM AZIMUTE

O Doppler médio em azimute (*DMAz*) é um número sem dimensão que representa a relação entre as frequências Doppler e a frequência de repetição dos impulsos (PRF). A frequência Doppler está associada à velocidade de deslocamento de um alvo reflector em relação ao satélite e define, para um ponto no solo imóvel, o ângulo entre a direcção perpendicular à trajectória do satélite e a direcção da visada do radar. Sem conhecer com exactidão o valor da atitude do satélite (i.e., a posição em relação a um referencial local ligado à órbita), e a localização exacta de um reflector na imagem correspondente a um objecto no terreno, é impossível calcular a frequência Doppler directamente. Geralmente, esta é estimada encontrando o centro do espectro de energia dos dados ainda não focalizados. Este processo é efectuado usando um algoritmo de correlação tal como descrito em Madsen (1989). Uma estimação aproximada dos valores Doppler em azimute pode ser feita, sobre a imagem não focalizada, através da diferença de fase entre *pixels* de linhas adjacentes e que se encontrem a igual distância do radar. A média de várias destas diferenças fornece uma estimativa aproximada do valor do *DMAz* (Hanssen, 2001). O DIAPASON, para além do valor Doppler médio em azimute, estima ainda outro parâmetro designado por coerência Doppler. A coerência Doppler permite avaliar a adequação do Doppler médio estimado. Em condições normais, a coerência Doppler deve apresentar valores ligeiramente superiores a 0.3 e o Doppler médio em azimute deve apresentar valores próximos de 0.2, para o ERS-1 em órbitas descendentes¹, e de 0.3, para o ERS-2 em órbitas descendentes. Os valores Doppler médios não devem variar muito de imagem para imagem, considerando o mesmo local, a mesma janela de varrimento e o mesmo satélite, caso contrário podem ser esperados problemas no processamento subsequente. A Tabela 3.2. apresenta os valores Doppler óptimos estimados para as imagens dos traços 52 e 281 e as respectivas coerências Doppler. A coerência

¹ No caso de órbitas ascendentes o valor Doppler em azimute é de magnitude equivalente mas com sinal negativo.

Doppler estimada foi invariavelmente superior a 0.3 e sempre muito próxima deste valor, indicando uma boa estimativa do $DMAz$ calculado.

No caso interferométrico, Arnaud (1997) verificou um ganho na qualidade dos interferogramas, através da imagem de coerência, quando estes são calculados com imagens pré-processadas com a média dos Doppler's médios em azimute de cada imagem do par. Esta solução convém principalmente nos casos em que os $DMAz$'s de cada imagem são muito diferentes, ou seja nos casos em que a informação de fase em *pixels* correspondentes das duas imagens se encontra muito alterada. Esta situação verificou-se neste estudo e como tal as imagens SAR de cada par interferométrico foram focalizadas com a média dos $DMAz$'s do par a que correspondem, tal como recomendado por Arnaud (1997) e Hanssen (2001).

Tabela 3.2. Doppler médio em azimute ($DMAz$) e respectiva coerência Doppler calculada para as imagens SAR dos traços 52 e 281.

Traço	Órbita	Sensor	$DMAz$	Coerência Doppler
52	4706	ERS-1	0.251190186	0.318934470
	8714	ERS-1	0.213693500	0.310711294
	908	ERS-2	0.072816201	0.321422994
	22585	ERS-1	0.207192570	0.315395117
	2912	ERS-2	0.053643279	0.328346044
	23086	ERS-1	0.189719588	0.312906384
	3413	ERS-2	0.048337694	0.325910330
	16940	ERS-2	0.083283141	0.311383992
	17942	ESR-2	0.094705261	0.329464048
	281	636	ERS-2	0.060036901
1137		ERS-2	0.089895173	0.320590347
2640		ERS-2	0.013473662	0.327353895
3141		ERS-2	0.077802569	0.313633502
23315		ERS-1	0.232854113	0.308104604
3642		ERS-2	0.091762915	0.324746370
18171		ERS-2	0.085820608	0.319777250
29193		ERS-2	0.062319923	0.303093970

3.1.4.2. TAXA DE COMPRESSÃO EM AZIMUTE

A taxa de compressão em azimute (TCAz) representa um número sem dimensão que define o número de linhas dos dados SAR não focalizados que é necessário comprimir para focalizar um ponto. Tal como na escolha do Doppler em azimute, questiona-se se a taxa de compressão óptima para cada imagem convém mais à interferometria do que a escolha de taxas idênticas para as ambas as imagens. A influência da geometria de aquisição é neste caso mais importante que no caso da escolha do valor Doppler, pois este pode assumir vários valores para uma mesma imagem com os mesmos dados. Para a taxa de compressão em azimute, trata-se de focalizar objectos pontuais, e neste caso só uma escolha é óptima: a focalização é bem realizada ou não. Um erro na escolha deste parâmetro traduz-se por uma ambiguidade na informação de fase,

umentando o ruído na imagem. Contudo, verifica-se que sobre uma mesma imagem, portanto a uma latitude fixa, os PRF's são em geral constantes e as condições de aquisição são semelhantes, e por isso a variação nos valores da taxa de compressão é apenas na ordem de uma dezena de unidades. Consequentemente, as taxas de compressão óptimas para imagens nas mesmas condições de aquisição assumem valores muito próximos, não havendo por isso uma grande diferença entre interferogramas calculados com imagens tratadas com taxas de compressão diferentes (taxas óptimas) ou idênticas. Neste trabalho, o valor da taxa de compressão em azimute, usado na focalização das imagens SAR, foi idêntico para todas as imagens (Tabela 3.3.).

Tabela 3.3. Taxa de compressão em azimute na primeira coluna (Alcance próximo) e última coluna (Alcance afastado) das imagens e taxa de compressão por *pixel*. Os valores utilizados para a focalização realizada pelo programa PRISME são os valores indicados a cheio.

	Alcance próximo	Alcance afastado	por <i>pixel</i>
Alcance	831474.99	875860.41	7.90479357
Taxa de compressão em azimute	1304.69	1373.39	0.01223645
Dimensão do <i>pixel</i> em azimute	4.00	4.00	
Dimensão do <i>pixel</i> em distância no solo	23.79	17.24	
Ângulo de incidência no solo	19.41	27.29	

3.1.4.3. IMAGENS RADAR COMPLEXAS

A focalização das imagens SAR foi realizada neste trabalho, tal como mencionado anteriormente, pelo módulo PRISME do DIAPASON. Os produtos gerados pelo PRISME, após o processo de focalização são duas imagens: uma imagem complexa de formato SLC, na qual cada *pixel* é codificado por um par de inteiros de 2 *bytes* e uma imagem de amplitude multi-vista (*multi-look*) na qual cada *pixel* é codificado por 1 *byte*. A informação contida numa imagem complexa é devidamente descrita no Anexo A, secção A.5.). A imagem multi-vista é obtida através da raiz quadrada das amplitudes de vários *pixels* da imagem radar complexa. Para tal, são definidos factores multi-vista, na direcção das distâncias e dos azimutes, que determinam o número de colunas ou linhas, respectivamente, da imagem complexa que devem ser adicionadas para formar uma coluna (ou linha) na imagem multi-vista.

Na Figura 3.6. estão representadas duas imagens multi-vista, na geometria de aquisição SAR, resultantes do processo de focalização. As imagens multi-vista foram produzidas com factores multi-vista de 5 linhas por 2 colunas, considerando um factor de presunção em azimute de 2. Uma imagem SAR não focalizada tipicamente com 28000 linhas por 5616 colunas deu origem a uma imagem complexa com 14000 linhas

e 5616 colunas e uma imagem de amplitude multi-vista, de *pixel* quadrado, com 2800 linhas e 2808 colunas. Pela Figura 3.6. verifica-se que as imagens complexas resultantes do processo de focalização são compostas em grande parte por água, independentemente do traço a que pertencem. Para reduzir o tempo de processamento no cálculo dos interferogramas e de modo a minimizar problemas de correlação entre imagens do mesmo par, optou-se por extrair, das imagens complexas, apenas a zona em torno das ilhas. Os interferogramas diferenciais foram por esta razão, calculados separadamente para as ilhas do Faial e do Pico. A Figura 3.7. apresenta duas imagens de amplitude das áreas seleccionadas para o Faial e para o Pico.

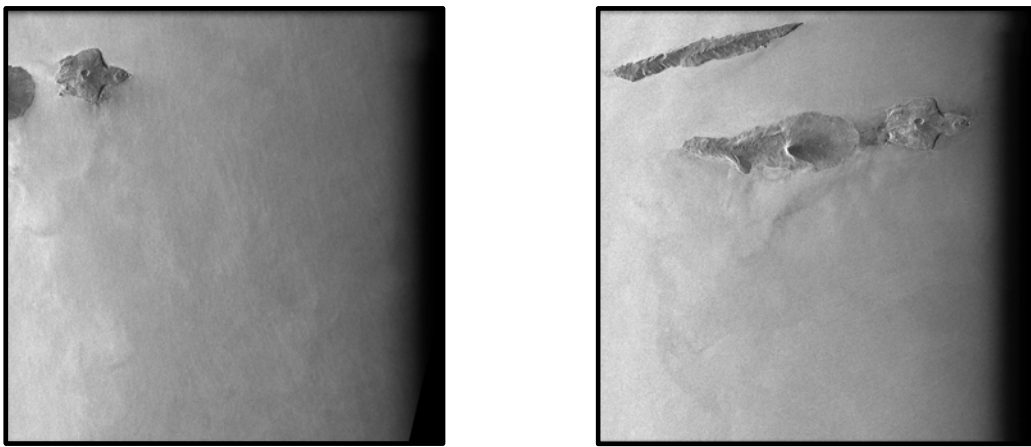


Figura 3.6. Imagens multi-vista, em geometria de aquisição radar, correspondentes aos traços 52 (à esquerda, órbita 22585) e 281 (à direita, órbita 636).

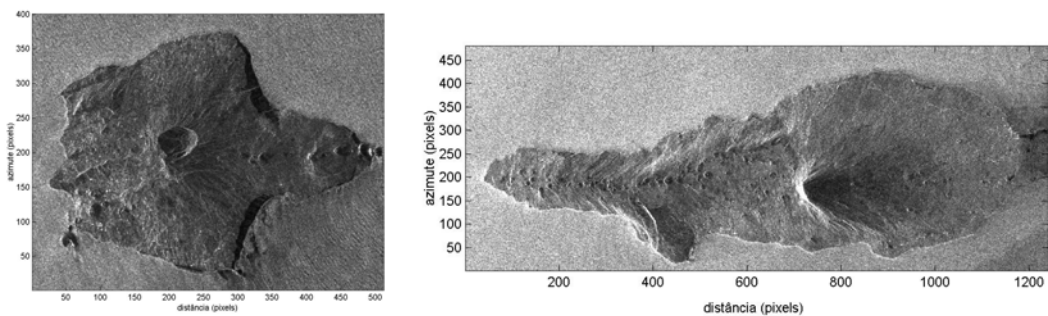


Figura 3.7. Imagens de intensidade das ilhas Faial (à esquerda) e Pico (à direita), na geometria de aquisição radar, correspondentes aos traços 52 (órbita 22585) e 281 (órbita 636), respectivamente.

3.1.5. CÁLCULO DOS INTERFEROGRAMAS DIFERENCIAIS

O cálculo de um interferograma requer a utilização de duas imagens SAR em formato SLC. Uma imagem SAR é constituída por uma grelha regular de valores complexos $g(x,y)$ que podem ser representados matematicamente através de:

$$g(x,y) = u(x,y) + iv(x,y) \quad (3-3)$$

onde $u(x,y)$ e $v(x,y)$ são as componentes real (*Re*) e imaginária (*Im*) de um número complexo, g . O número g pode também ser representado em termos de amplitude $|g(x,y)|$ e de fase $\Phi(x,y)$ através de:

$$g(x,y) = |g(x,y)|e^{i\Phi(x,y)} \quad (3-4)$$

onde a amplitude é definida por:

$$|g(x,y)| = \sqrt{u^2(x,y) + v^2(x,y)} \quad (3-5)$$

e a fase é dada por:

$$\Phi(x,y) = \arctan \frac{v(x,y)}{u(x,y)}, \text{ quando } u(x,y) \neq 0 \quad (3-6)$$

Designando por imagem de referência (M) e imagem escrava (S), as imagens adquiridas na primeira e na segunda passagem do satélite respectivamente, a notação complexa das imagens SAR de um par interferométrico pode ser expressa por:

$$g_M(x,y) = |g_M(x,y)| \exp\{i\Phi_M\}, \quad \text{com } \Phi_M(x,y) = -\frac{4\pi R_M(x,y)}{\lambda} \quad (3-7)$$

$$g_S(x,y) = |g_S(x,y)| \exp\{i\Phi_S\}, \quad \text{com } \Phi_S(x,y) = -\frac{4\pi R_S(x,y)}{\lambda} \quad (3-8)$$

onde $|g_M(x,y)|$ e $|g_S(x,y)|$ correspondem às amplitudes das imagens de referência e escrava, respectivamente, R_M e R_S correspondem às distâncias oblíquas entre o radar e um ponto $P(x,y)$ no terreno, quando o radar se encontra nas posições S_M e S_S respectivamente, e λ é o comprimento de onda radar.

Um interferograma é então calculado pela multiplicação, *pixel a pixel*, dos valores complexos correspondentes das imagens de referência e escrava. Um *pixel* no interferograma corresponde assim, ao produto do valor complexo da imagem de referência pelo conjugado do valor complexo da imagem escrava e pode ser obtido por:

$$g_M(x, y) \cdot g_S^*(x, y) = |g_M(x, y)| |g_S(x, y)| \exp\{i(\Phi_M - \Phi_S)\} \quad (3-9)$$

Pela expressão 3-9 verifica-se que da multiplicação complexa de duas imagens SAR pode obter-se dois produtos: o interferograma ou seja, a imagem das diferenças de fase ($\Delta\Phi = \Phi_M - \Phi_S$) e que corresponde ao argumento do número complexo da Equação 3-9, e a imagem de amplitude que corresponde ao módulo desse número complexo.

Naturalmente, os desvios e as distorções entre as imagens radar complexas do mesmo par devem ser corrigidos antes do cálculo do interferograma (Gabriel e Goldstein, 1988; Massonnet e Feigl, 1998). Estas distorções devem-se principalmente às diferenças na geometria de aquisição de cada imagem, às diferenças na hora de início da aquisição da primeira linha das imagens e a outras limitações inerentes ao próprio sistema. Um alinhamento exacto entre as duas imagens, de modo a colocá-las na mesma geometria, é um procedimento indispensável ao cálculo de um interferograma. Este alinhamento pode ser definido como a transformação geométrica e subsequente reamostragem radiométrica da imagem escrava de forma a que cada ponto no terreno seja localizado na mesma posição em ambas as imagens (Franceschetti e Lanari, 1999). A qualidade dos produtos interferométricos dependem em grande parte do sucesso deste procedimento. Uma precisão superior a uma fracção do *pixel* é geralmente requerida para a obtenção de bons resultados interferométricos (Massonnet, 1993; Just e Bamler, 1994). Esta operação requer várias correcções causadas pela diferença dos instantes de aquisição (T) da primeira linha de cada uma das imagens, das seus alcances próximos (NR) e globalmente pela diferença na geometria de aquisição. Adicionalmente a estas correcções de grande escala são ainda necessárias correcções de pequena escala associadas a deformações, geralmente muito mais pequenas do que a dimensão do *pixel*, produzidas pelo relevo (distorções estereoscópicas). Para que o alinhamento entre as imagens de referência e escrava possa ser executado é necessário aplicar técnicas de correlação específicas. Este processo é realizado pelo DIAPASON em duas fases distintas: numa primeira fase é feita uma estimativa aproximada da translação média entre as duas imagens usando a totalidade da imagem; numa segunda fase é determinada a translação com maior precisão, utilizando para o efeito dois subconjuntos de 512x512 *pixels*, espaçados regularmente. Na segunda fase, a correlação é efectuada através da aplicação de transformadas de Fourier. O desvio médio entre as duas imagens a correlacionar é obtido através do pico de correlação entre elas determinado por histogramas de correlação em distância e em azimute.

Estes histogramas são calculados a partir de grelhas de correlação geradas pelo DIAPASON: grelha dos desvios em distância (*range shifts*), grelha dos desvios em azimute (*azimuth shifts*) e grelha dos níveis de correlação. Localmente, ou seja em cada ponto da grelha de correlação, é então procurado um valor próximo do desvio médio determinado de modo a que o nível de correlação local seja o melhor. Este processo é indicado como muito robusto, apresentando precisões equivalentes a cerca de metade da dimensão de uma célula do DEM (CNES, 1998; Massonnet e Feigl, 1998). Para mais detalhes sobre o processo utilizado na correlação das imagens de amplitude podem ser consultados Li e Goldstein (1990), Massonnet (1994) e Kwoh *et al.* (1994).

Uma vez correlacionadas com exactidão as duas imagens do par interferométrico, o próximo passo é o cálculo do interferograma, diferenciando a componente da fase de cada *pixel* complexo da imagem de referência pelo *pixel* complexo correspondente da imagem escrava. A fase num interferograma, regista a topografia e a deformação acumuladas entre as duas épocas de observação. A contribuição topográfica deve por isso ser removida de modo a que a variação da fase interferométrica represente apenas a contribuição da deformação do terreno, caso exista. Este processo é feito pelo DIAPASON, simulando uma imagem de amplitude artificial (a qual se designa por imagem simulada) baseada nas características geométricas do DEM e da imagem de referência (i.e., na informação orbital da imagem de referência). A imagem simulada desta forma é muito representativa da topografia local, tal como se pode verificar na Figura 3.8.

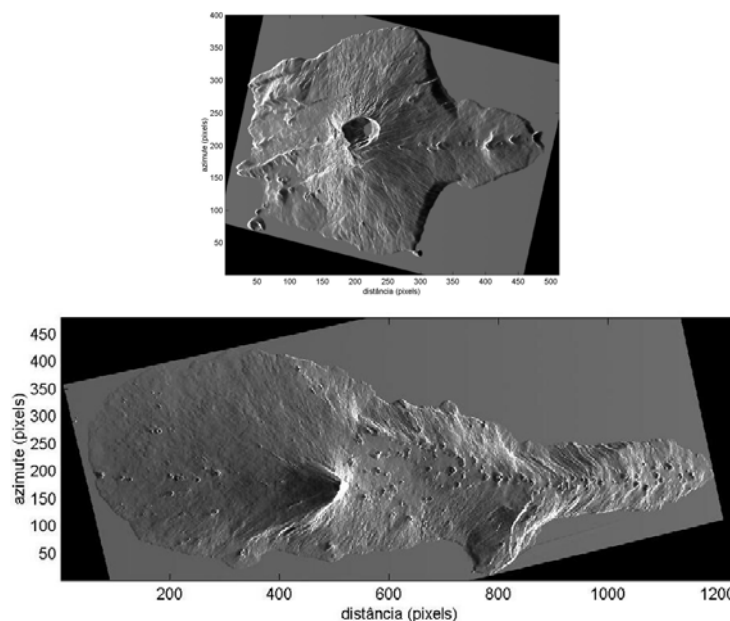


Figura 3.8. Imagens de amplitude simuladas a partir da órbita 1137 (Faial em cima e Pico em baixo) e dos respectivos modelos altimétricos.

Dependendo do declive local, o *pixel* radar simulado poderá ser mais ou menos escuro tal como se apresenta na seguinte figura:

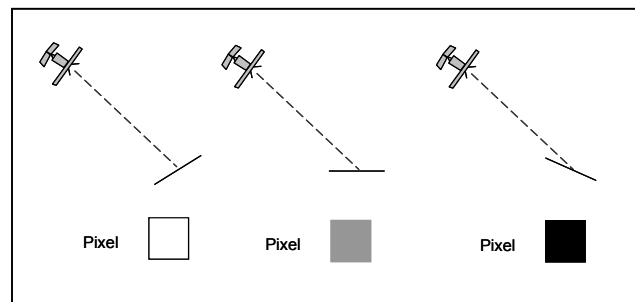


Figura 3.9. Reflectância da imagem simulada em função do declive local do terreno.

A imagem de amplitude simulada é posteriormente subtraída ao interferograma e o sinal remanescente, na hipótese de existir deformação do terreno, é praticamente um mapa de isolinhas de igual deformação, expresso através de franjas interferométricas, em que cada uma representa um ciclo completo de variação da fase (i.e. 2.8 cm de variação no alcance oblíquo, para os satélites ERS).

Os produtos interferométricos finais são constituídos por uma imagem de diferenças de fase ou interferograma, uma imagem de coerência e uma imagem de amplitude. A imagem de coerência indica a qualidade da informação de fase do interferograma. A coerência mede a variabilidade da fase do interferograma diferencial no interior de um grupo de células

Estas três imagens assim geradas são representadas em duas geometrias:

- i. geometria SAR (também designada por geometria oblíqua): na qual os *pixels* são agrupados de acordo com os factores multi-vista escolhidos, em distância e em azimute; as imagens resultantes podem ser sobrepostas à imagem de referência de amplitude.
- ii. geometria DEM (também designada por geometria ORTHO): na qual os *pixels* são agrupados pelos vizinhos mais próximos dos pontos do DEM; o número de *pixels* somado, em cada ponto do DEM, depende do ângulo de incidência local, isto é, será menor para declives perpendiculares à linha de vista do radar e maior para declives próximos da direcção da visada; as imagens produzidas nesta geometria podem ser sobrepostas ao DEM.

Na Figura 3.10. apresentam-se algumas imagens resultantes do processamento interferométrico (amplitude, fase e coerência) realizado sobre imagens do traço 52 (Faial) e traço 281 (Pico). Todos os produtos são apresentados na geometria radar (SAR) e na geometria ORTHO. Os pares interferométricos representados constituem os pares com menor separação orbital em cada traço. No caso do Faial, a separação temporal é de apenas 36 dias e a coerência mantêm-se bastante elevada devido ao elevado valor da ambiguidade da altitude ($H_a=2173$ m) (para a definição H_a ver Anexo B, secção B.3). No caso do Pico, a ambiguidade da altitude é menor (363 m) e a separação temporal mais elevada (140 dias), havendo por isso alguma perda de coerência. A coerência é ilustrada também na geometria ORTHO, no entanto a sua análise deve ser efectuada apenas na geometria de aquisição dos dados (geometria radar). O padrão de interferência existente nos interferogramas, tanto no Faial como no Pico, deve-se essencialmente a efeitos topográficos residuais e possivelmente a efeitos atmosféricos. A probabilidade de existência de algum tipo de deformação do solo no período temporal abrangido pelos interferogramas é remota.

3.2. GEOREFERENCIAÇÃO DOS PRODUTOS INTERFEROMÉTRICOS

A georeferenciação dos produtos interferométricos revela-se útil quando existe necessidade de os comparar com outros dados que tenham uma referenciação geográfica bem definida (e.g. mapas topográficos, mapas geológicos, dados GPS). A georeferenciação dos interferogramas consiste na transformação dos produtos radar do sistema de coordenadas relativo à configuração geométrica InSAR (distância, azimute e altitude) para um sistema de referência geodésico conveniente.

A principal etapa na georeferenciação SAR consiste na localização à superfície da Terra de um *pixel* da imagem SAR e conseqüentemente, na determinação das suas coordenadas latitude, longitude e altitude (lat, lon, h) para o representar numa qualquer projecção cartográfica (Figura 3.11.).



Figura 3.10. Produtos interferométricos (amplitude, fase e coerência) da ilha do Faial (gerados com o par 951109-951215) e Pico (gerados com o par 950709-951126). Todos os produtos são representados na geometria radar (SAR) e na geometria ORTHO. As imagens em geometria ORTHO foram produzidas com modelos altimétricos de resolução geométrica igual a 20 m.

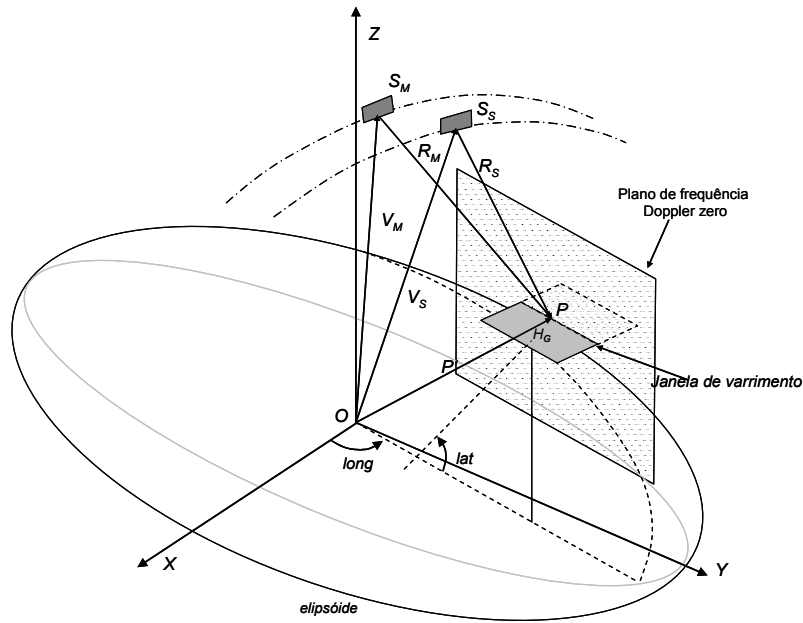


Figura 3.11. Geometria SAR em relação a um sistemas de referência cartesiano (X,Y,Z) e geodésico (lat,long,h).

Os métodos de georeferenciação de interferogramas existentes baseiam-se no mesmo princípio. Trata-se basicamente de resolver um sistema com as seguintes equações, de modo a determinar a localização de um ponto P no terreno (Dowman *et al.*, 1993):

- (i) a equação radial que descreve a relação entre a distância R , a posição S (x_s, y_s, z_s) do sensor, conhecida a cada instante t , e a posição de P (x_P, y_P, z_P):

$$R = |S - P| \quad (3-10)$$

- (ii) a equação da frequência Doppler Centróide, f_{DC} , que descreve a relação entre o desvio Doppler mensurável, relativo ao ponto no centro do feixe da antena, e os vectores S e P :

$$f_{DC} = \frac{2}{\lambda} \frac{(V_S - V_P) \cdot (S - P)}{|S - P|} \quad (3-10)$$

onde S e V_S representam a posição e a velocidade do sensor, P e V_P representam posição do ponto P e a respectiva velocidade no solo, e λ representa o comprimento de onda radar.

- (iii) a equação referente ao modelo da Terra, aproximada por um elipsóide de referência:

$$\frac{x_P^2 + y_P^2}{(a+h)^2} + \frac{z_P^2}{(1-(a-b)/a)(a+h)^2} = 1 \quad (3-12)$$

onde h se refere à altitude elipsoidal do ponto P e a e b aos semi-eixos maior e menor, respectivamente, do elipsóide de referência.

Fornecida a fase interferométrica em geometria SAR, as coordenadas desconhecidas de um ponto $P(x_P, y_P, z_P)$ podem ser determinadas através da resolução do sistema das equações 3-10 a 3-12. A resolução deste sistema de equações é descrito em diversos trabalhos tais como Leberl (1972), Leberl (1990), Curlander (1982), Schreier (1993), Franceschetti e Lanari (1999). Para mais detalhes sobre métodos de georeferenciação de interferogramas podem ser consultados os trabalhos de Small *et al.* (1993), Small *et al.* (1995), Schwabisch (1995), Schwabisch (1997), Madsen *et al.* (1993) e Crosetto (1998).

Neste trabalho o sistema de referência cartográfico utilizado para gerar os produtos interferométricos na geometria ORTHO foi o sistema UTM (*Universal Transverse Mercator*) e o *datum* de referência o WGS84. A Figura 3.12. apresenta um interferograma co-sísmico, da ilha do Pico, gerado com o par 951230-981011 do traço 281. Este interferograma tem uma ambiguidade de altitude de 122 m e uma separação temporal de 1016 dias.

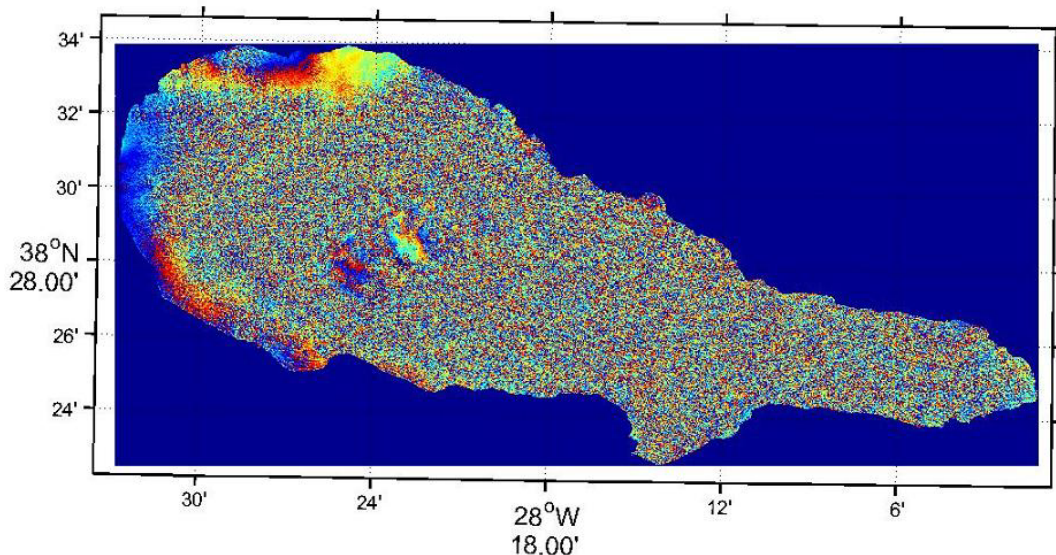


Figura 3.12. Interferograma co-sísmico, da ilha do Pico, par 951230-981011 georeferenciado originalmente no sistema de referência do DEM (UTM, *Datum* WGS84) e representado em coordenadas geográficas (latitude, longitude).

3.3. FILTRO DE FASE

A qualidade de um mapa de deformação ou de um modelo altimétrico de terreno, gerado pela técnica InSAR pode encontrar problemas devido à presença de ruído no interferograma causado por vapor de água na atmosfera ou por qualquer outro tipo de perturbação (cf. Anexo B, secção B.5.2.). Para reduzir o nível de ruído num interferograma é desejável encontrar a média de um conjunto de *pixels* vizinhos entre si. Contudo, este método não é facilmente aplicável aos interferogramas devido à existência de discontinuidades, entre 255 e 0, que traduzem apenas o carácter cíclico da fase e torna impossível efectuar a média simples. Existem por isso, vários programas especializados na aplicação de filtros a interferogramas que efectuem a média sobre valores complexos em vez de valores de fase. Ao contrário da média simples, a média complexa não é afectada da discontinuidade anteriormente mencionada. Para tal, a cada *byte* do interferograma é extraído o valor de fase do número complexo correspondente. O módulo deste número complexo pode assumir o valor 1 ou pode ser determinado pela imagem de amplitude correspondente. A média dos valores complexos é então calculada sobre um grupo de *pixels* vizinhos. Finalmente, extraí-se o valor de fase da média complexa, a qual é novamente codificada e atribuída ao *pixel* central do grupo de *pixels* considerado para o cálculo da média. O *software* produz então um interferograma “filtrado” e com a mesma geometria do interferograma inicial. Juntamente a este interferograma “filtrado” são também produzidas imagens de radiometria e de coerência médias.

Note-se que a aplicação de um filtro ao interferograma final pode reduzir o ruído da imagem mas não melhora necessariamente o sinal. Para além disso, o impacto do filtro pode alterar significativamente o interferograma. Goldstein e Werner (1998) propuseram um filtro para interferogramas baseado no conceito da multiplicação do espectro de Fourier $Z(u,v)$, de pequenas áreas (*patches*) do interferograma, pelo seu valor absoluto suavizado $S\{|Z(u,v)|\}$ elevado a uma potência de expoente ω :

$$H(u,v) = S\{|Z(u,v)|\}^{\omega} \cdot Z(u,v) \quad (3-19)$$

onde $H(u,v)$ é o espectro do interferograma filtrado, $S\{\}$ é o operador de suavização, u e v são as frequências espaciais, e ω é o parâmetro do filtro. As áreas adjacentes têm zonas comuns para evitar discontinuidades nas fronteiras. O parâmetro ω é um valor arbitrário escolhido pelo operador e pode assumir valores entre 0 e 1. Quando ω é zero o factor de multiplicação é 1 e não ocorre filtragem. Contudo, para valores elevados de ω o impacto pode ser significativo.

No trabalho desta dissertação aplicou-se o filtro de Goldstein e Werner a todos os interferogramas analisados. Devido à coerência reduzida dos interferogramas testaram-se vários valores para o parâmetro ω e optou-se por 0.7 por este produzir imagens cuja interpretação visual dos resultados interferométricos foi significativamente melhorada. A Figura 3.13. mostra um interferograma co-sísmico da ilha do Pico (par 951231-981011) sem aplicação de qualquer filtro ($\omega=0$) e o mesmo interferograma com a aplicação do filtro com $\omega=0.7$, $\omega=1$ e $\omega=1.5$. As franjas interferométricas, na zona NW da ilha, revelam deformação co-sísmica. O padrão de deformação co-sísmica é, como se pode ver na figura, mais facilmente identificado e interpretado nos interferogramas filtrados. Contudo, para valores de ω superiores a 1 os resultados do filtro são significativos, por vezes até exagerados. Nesta situação, subtraindo um interferograma filtrado por um não filtrado verifica-se frequentemente a existência de um padrão de franjas residuais, que indicam uma perda de resolução da fase filtrada (Goldstein e Werner, 1998).

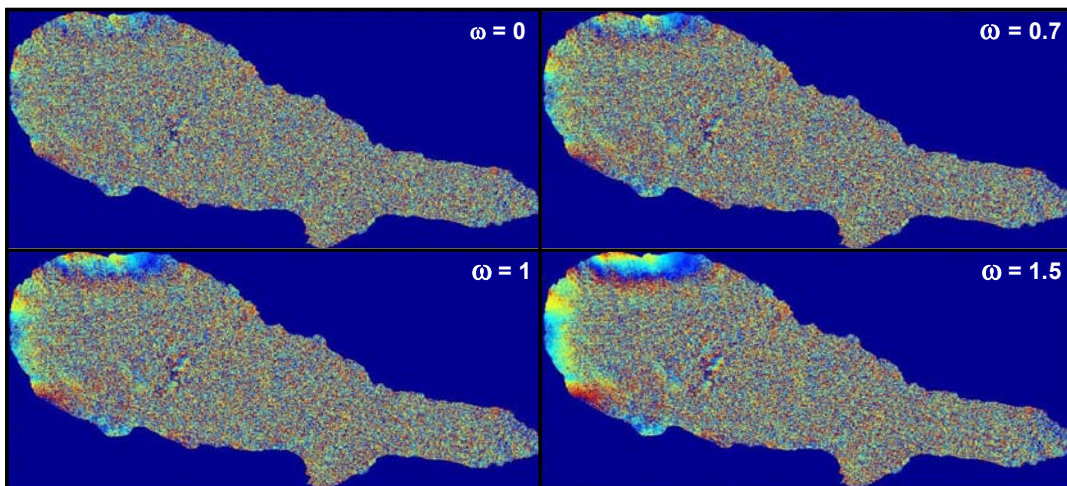


Figura 3.13. Interferogramas co-sísmicos, em geometria ORTHO, do par 951231-981011, traço 281, gerados sem filtro ($\omega=0$) e com a aplicação do filtro de Goldstein e Werner (1998) com $\omega=0.7$, $\omega=1$ e $\omega=1.5$.

3.4. RESULTADOS INTERFEROMÉTRICOS

Neste estudo foi possível calcular 20 pares interferométricos (14 do traço 52 e 6 do traço 281) que abrangessem o período pré-sísmico. Para o período co-sísmico calcularam-se 7 interferogramas do traço 52 e 5 interferogramas do traço 281. O período pós-sísmico foi avaliado apenas com 1 interferograma do traço 281. Os interferogramas diferenciais calculados estão representados na Figura 3.14. e as respectivas características destes interferogramas estão descritas na Tabela 3.4.. Todos os interferogramas da Figura 3.14. estão representados em geometria ORTHO

e correspondem apenas à ilha do Pico, uma vez que no Faial não foi possível obter quaisquer resultados. Os interferogramas correspondentes ao traço 52, que estão representados na coluna 1 e linha 6 ou em qualquer linha da coluna 6, abrangem o período co-sísmico. Os restantes interferogramas correspondem ao período pré-sísmico. A disposição dos interferogramas do traço 281 obedeceu unicamente a um critério de optimização de espaço útil de representação. Apesar de alguns dos interferogramas do traço 281 apresentarem uma coerência muito baixa e visualmente serem pouco interessantes, decidiu-se ainda assim exibí-los e utilizá-los na análise da deformação co-sísmica.

Tabela 3.4. Pares interferométricos calculados neste estudo. Na coluna No. as letras P, C e O indicam os pares pré-, co- e pós-sísmicos, respectivamente. As imagens são designadas pela sua data de aquisição (aammdd: aa-ano, mm-mês, dd-dia). Ha representa a ambiguidade da altitude e Δt a separação temporal entre as épocas de aquisição das imagens do par.

No.	Par Interferométrico	Traço	Ha (m)	ΔT (dias)
P	920609-930316	52	63.72	280
P	920609-951109	52	2483.29	1248
P	920609-951110	52	40.33	1249
P	920609-951214	52	-39.37	1283
P	920609-951215	52	-17385	1284
C	920609-980925	52	-306.54	2299
P	930316-951109	52	-65.4	968
P	930316-951110	52	109.87	969
P	930316-951214	52	-24.33	1003
P	930316-951215	52	-63.49	1004
C	930316-980925	52	-52.76	2019
P	951109-951110	52	41	1
P	951109-951214	52	-38.75	35
P	951109-951215	52	-2172.91	36
C	951109-980925	52	-272.86	1051
P	951110-951214	52	-19.92	34
P	951110-951215	52	-40.24	35
C	951110-980925	52	-35.64	1050
P	951214-951215	52	39.45	1
C	951214-980925	52	45.17	1016
C	951215-980925	52	-312.05	1015
C	950623-980717	52	58.4	1120
P	950604-951126	281	31.2	175
P	950604-951230	281	-21.3	209
P	950604-951231	281	-38.5	210
C	950604-981011	281	-26	1225
P	950709-951126	281	-363	140
P	951022-951230	281	26.74	70
C	951022-001119	281	-151.24	1855
P	951230-951231	281	47.69	1
C	951230-981011	281	122.6	1016
C	951230-001119	281	-22.72	1786
C	951231-981011	281	-78	1015
O	981011-001119	281	-19.17	770

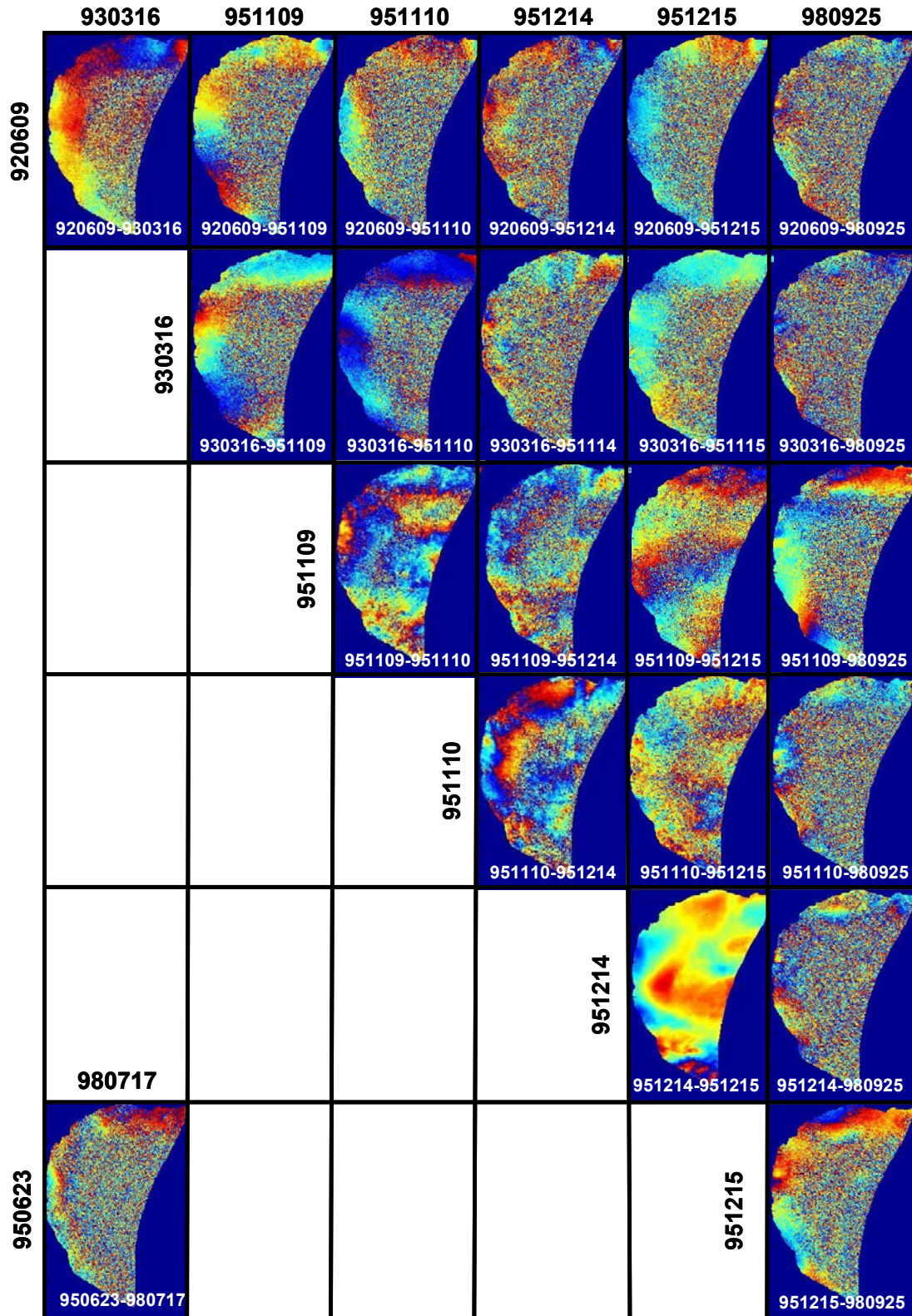


Figura 3.14. Interferogramas diferenciais produzidos com imagens do traço 52 (nesta página) e 281 (página seguinte). Os interferogramas são identificados pelas datas de aquisição das imagens referência-escrava (aammdia, aa:ano, mm:mês, dd:dia).

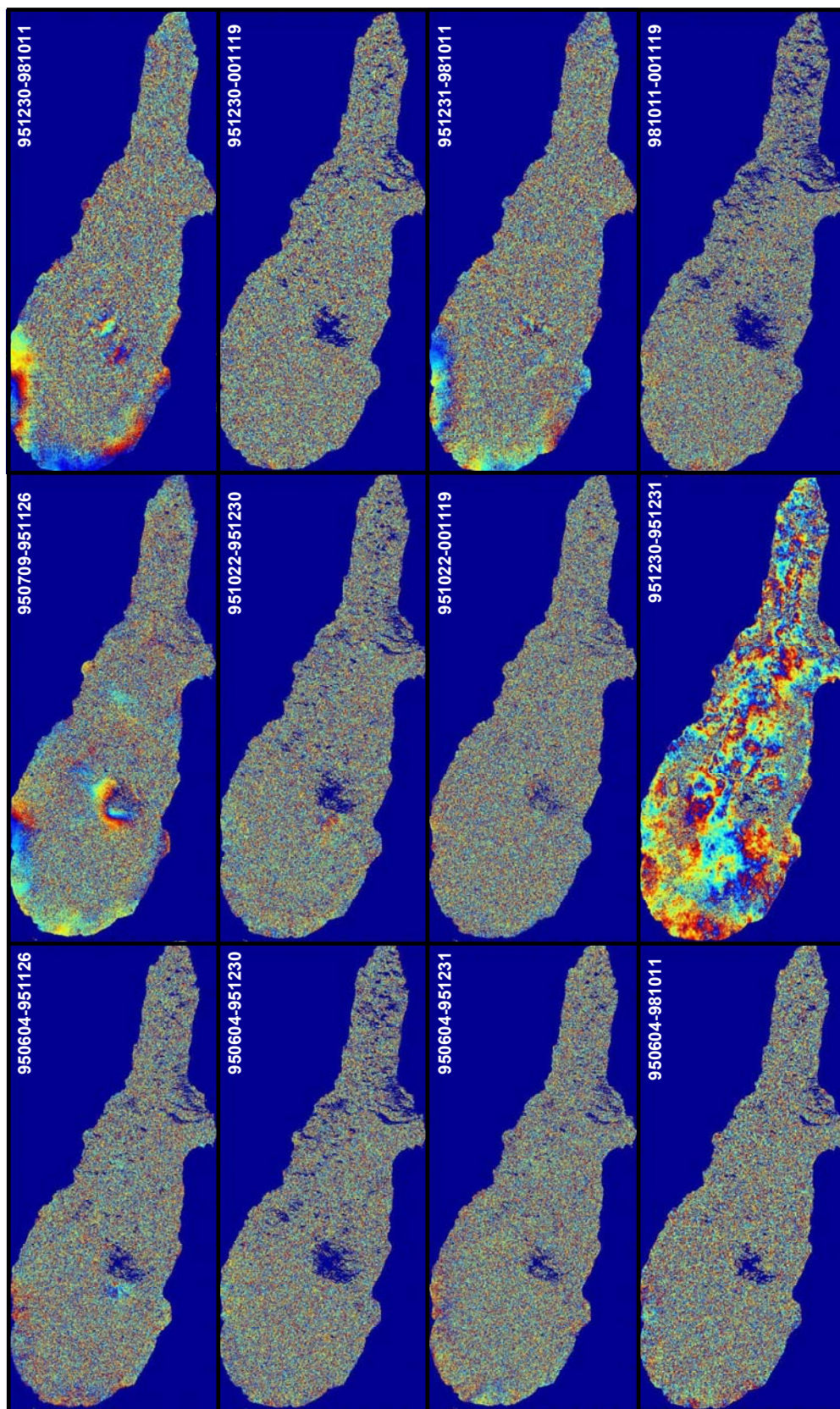


Figura 3.14. (Continuação).

3.5. ANÁLISE DA QUALIDADE DOS INTERFEROGRAMAS

A primeira análise realizada à qualidade dos interferogramas produzidos para este estudo baseou-se na avaliação da coerência interferométrica. No caso presente, as áreas de maior coerência correspondem principalmente às zonas costeiras da ilha do Pico, onde o coberto do solo é composto essencialmente por detritos recentes de origem vulcânica e por isso não cobertos totalmente por vegetação. Nas pequenas vilas da ilha e nas zonas com grandes estruturas artificiais, tais como o aeroporto foi possível obter também alguma coerência. Para quantificar o nível de estabilidade da fase nos interferogramas diferenciais calcularam-se histogramas de coerência, sobre uma pequena zona da ilha do Pico (litoral oeste) onde, na generalidade dos interferogramas, a correlação era boa e a organização espacial dos objectos no terreno se mantém inalterada ao longo do período considerado. Com base nestes histogramas determinaram-se ainda alguns parâmetros estatísticos (média, mediana e desvio padrão) que complementam esta análise.

Na Figura 3.15. estão representados os histogramas de coerência calculados para os interferogramas dos traços 52 e 281 e a imagem de amplitude da ilha do Pico, onde é representada, através de um rectângulo, a zona utilizada para avaliação da coerência. A Tabela 3.5. descreve, para cada par interferométrico, as estatísticas referentes aos respectivos histogramas. Globalmente, verifica-se que a coerência é mais elevada nos interferogramas do traço 52, apresentando um valor médio na ordem dos 0.38, enquanto que no traço 281 o valor médio é cerca de 0.28. Dos interferogramas co-sísmicos o par 951110-980925 é o que apresenta melhor coerência (mediana = 0.34) no traço 52, enquanto que no traço 281 é o par 950604-981011 (mediana= 0.27). O par que abrange o período pós-sísmico (981011-001119) apresenta uma coerência baixa, tal como todos os interferogramas do traço 281, com excepção do par 951230-951231 (com separação temporal de 1 dia) com um valor médio de cerca de 0.42. Verifica-se também que a coerência é mais elevada nos pares resultantes da operação *tandem* do traço 52 do que no par *tandem* do traço 281. Verifica-se ainda que, a perda de coerência depende muito mais da separação temporal do que da separação orbital. No caso dos interferogramas com a órbita de referência 4706, a falta de coerência aumenta gradualmente com o intervalo de tempo, e mesmo quando há uma separação orbital muito reduzida (caso do par 920609-951109, em que $H_a=2483$ m) a coerência não melhora significativamente. Este facto repete-se igualmente na sequência de interferogramas em que se considera a imagem de referência a correspondente à órbita 22585. Desta forma, conclui-se que, no caso

particular desta região, a separação temporal do par interferométrico é o factor que mais influência a perda de coerência.

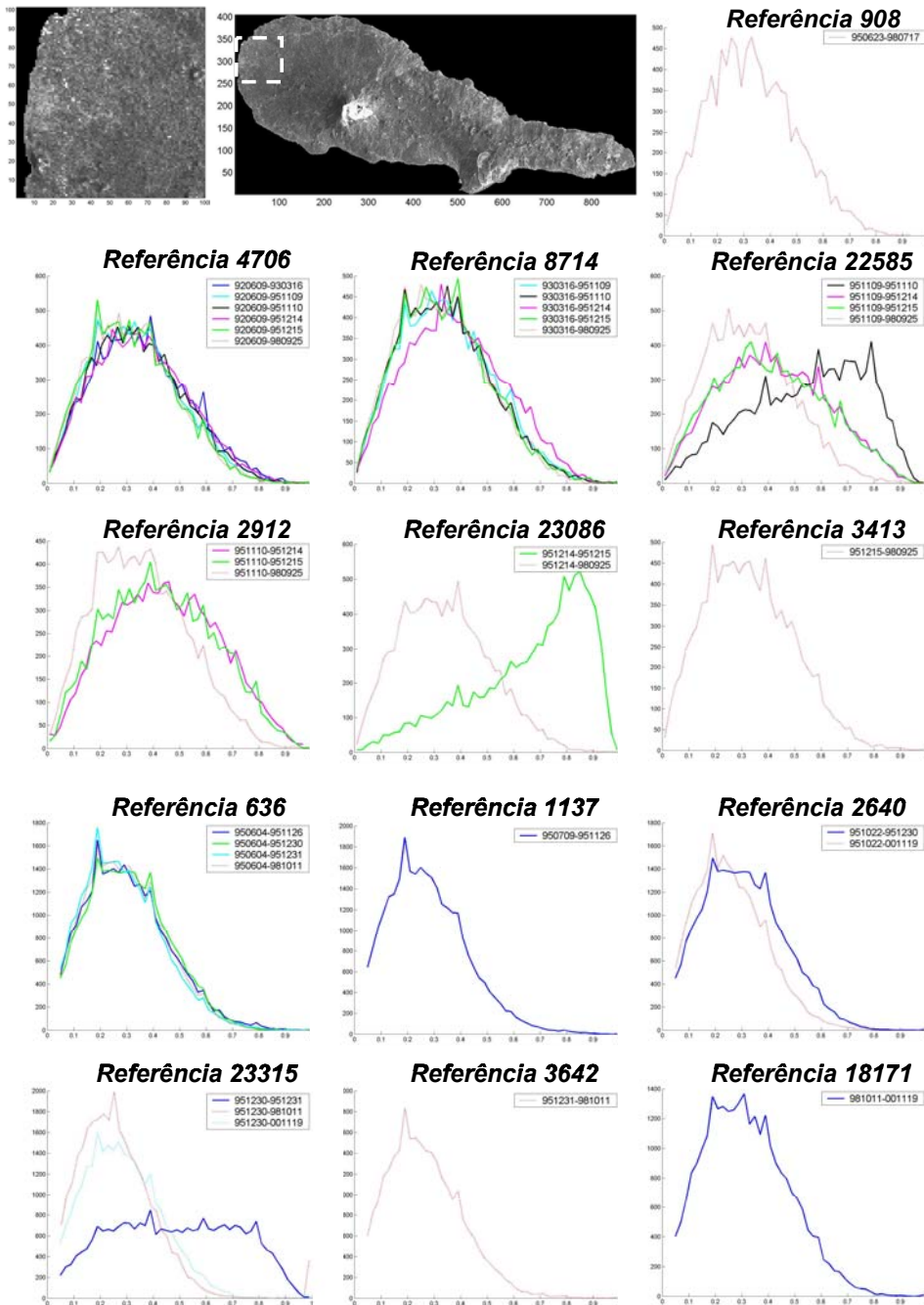


Figura 3.15. Histogramas de coerência dos interferogramas diferenciais correspondentes à região do Pico assinalada na imagem de amplitude. Coerência = 1 indica correlação total entre as imagens e Coerência = 0 indica que as imagens são completamente diferentes e por isso não há coerência. Os histogramas com a imagem de referência 908, 4706, 8714, 22585, 2912, 23086 e 3414 são do traço 52, e os histogramas com a imagem de referência 636, 1137, 2640, 23315, 3642 e 18171 são do traço 281.

Tabela 3.5. Estatísticas dos histogramas de coerência. Para cada par interferométrico é indicada a média, a mediana e o desvio padrão (σ) do histograma de coerência correspondente (ver Figura 3.15.).

Par Interferométrico	Traço	Ha (m)	Média	Mediana	σ
920609-930316	52	63.72	0.36	0.34	0.17
920609-951109	52	2483.29	0.34	0.32	0.16
920609-951110	52	40.33	0.35	0.33	0.16
920609-951214	52	-39.37	0.35	0.34	0.17
920609-951215	52	-17385	0.32	0.30	0.16
920609-980925	52	-306.54	0.32	0.31	0.16
930316-951109	52	-65.4	0.35	0.33	0.17
930316-951110	52	109.87	0.34	0.32	0.17
930316-951214	52	-24.33	0.38	0.37	0.18
930316-951215	52	-63.49	0.34	0.32	0.16
930316-980925	52	-52.76	0.33	0.31	0.16
951109-951110	52	41	0.54	0.57	0.21
951109-951214	52	-38.75	0.42	0.41	0.19
951109-951215	52	-2172.91	0.41	0.40	0.20
951109-980925	52	-272.86	0.33	0.31	0.16
951110-951214	52	-19.92	0.44	0.43	0.20
951110-951215	52	-40.24	0.43	0.42	0.19
951110-980925	52	-35.64	0.35	0.34	0.17
951214-951215	52	39.45	0.66	0.71	0.21
951214-980925	52	45.17	0.34	0.32	0.16
951215-980925	52	-312.05	0.32	0.31	0.16
950623-980717	52	58.4	0.33	0.32	0.16
950604-951126	281	31.2	0.28	0.27	0.16
950604-951230	281	-21.3	0.29	0.28	0.16
950604-951231	281	-38.5	0.27	0.26	0.15
950604-981011	281	-26	0.28	0.27	0.15
950709-951126	281	-363	0.27	0.25	0.15
951022-951230	281	26.74	0.29	0.28	0.16
951022-001119	281	-151.24	0.21	0.21	0.15
951230-951231	281	47.69	0.41	0.42	0.26
951230-981011	281	122.6	0.26	0.24	0.15
951230-001119	281	-22.72	0.26	0.25	0.15
951231-981011	281	-78	0.23	0.23	0.15
981011-001119	281	-19.17	0.28	0.28	0.17

CAPÍTULO 4

Deformação co-sísmica observada por DInSAR

4.1. Introdução.....	76
4.2. Interpretação geofísica dos resultados interferométricos	76
4.3. Modelação da deformação co-sísmica	93
4.4. Resultados interferométricos no Faial	99

4.1. INTRODUÇÃO

No presente capítulo, apresentam-se os principais resultados da aplicação da técnica DInSAR ao estudo das deformações geradas pelo sismo de 9 de Julho de 1998, no Arquipélago dos Açores. Embora, a técnica em causa esteja largamente explorada e validada para a análise de deformações co-sísmicas (ver e.g. Massonnet *et al.*, 1993; Peltzer e Rosen, 1995; Reilinger *et al.*, 2000; Peltzer *et al.*, 2001) e em menor número, em deformações pós-sísmicas (Massonnet *et al.*, 1994; Peltzer *et al.*, 1996; Shen *et al.*, 1994; Jacobs *et al.*, 2000, Wright *et al.*, 2001) em zonas desérticas, poucos estudos foram realizados sobre a quantificação das deformações co-sísmicas em zonas temperadas. A região dos Açores apresenta uma cobertura vegetal variada (florestas, explorações agrícolas, vegetação rasteira), condições de relevo contrastantes e um clima muito particular que confere um elevado grau de humidade à superfície das ilhas. Nesta região o clima é do tipo oceânico, ou seja temperado e húmido. A humidade é menor nas zonas baixas e aumenta com a altitude, facto bem evidente nas imagens de coerência resultantes do processamento interferométrico. As chuvas são frequentes durante quase todo o ano, existindo, no entanto, uma estação predominantemente chuvosa entre Setembro e Março, que é caracterizada pela passagem frequente de perturbações depressionárias associadas à frente polar, e uma estação menos chuvosa nos restantes meses na qual predomina a influência do anticiclone dos Açores. A neve ocorre no inverno nas zonas mais altas, tais como na montanha do Pico. O tipo de coberto vegetal, o relevo acentuado e o clima oceânico compõem um quadro pouco favorável à aplicação da técnica DInSAR.

O estudo realizado na avaliação da deformação co-sísmica na região Pico-Faial, através da técnica DInSAR, foi publicado no *International Journal of Remote Sensing* (IJRS), em 2005, e constitui a primeira parte deste capítulo. Na sequência deste trabalho, efectuou-se ainda um ajustamento à série temporal de dados interferométricos, que conduziu à definição de um modelo matemático para representar a deformação co-sísmica numa escala espaço-temporal. Finalmente, este capítulo termina com uma breve descrição das possíveis razões apontadas para o insucesso da interferometria SAR no Faial.

4.2. INTERPRETAÇÃO GEOFÍSICA DOS RESULTADOS INTERFEROMÉTRICOS

Publicação com referência:

Catita, C., K. Feigl, J. Catalão, M. Miranda, L.M. Victor (2005). *InSAR time series analysis of the 9th July 1998 Azores earthquake*. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 26, No. 13, July 2005, pp. 2715-2729.

InSAR time series analysis of the 9 July 1998 Azores earthquake

C. CATITA[†], K. L. FEIGL[‡], J. CATALÃO[†], J. M. MIRANDA[§] and
L. M. VICTOR[§]

[†]Dep. Matemática/LATTEX, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Ed.
C6, Piso 2, 1749-016 Lisboa, Portugal; e-mail: cmcatita@fc.ul.pt

[‡]Centre National de la Recherche Scientifique, 14 Avenue E. Belin, 31400 Toulouse,
France; e-mail: Kurt.Feigl@cnes.fr

[§]Centro de Geofísica da Universidade de Lisboa, FCUL, Ed. C8, 1749-016 Lisboa,
Portugal; e-mail: jmiranda@fc.ul.pt

(Received 4 March 2004; in final form 22 October 2004)

The 9 July 1998 M_w 6.1 Pico-Faial earthquake was one of the largest events recorded in the Azores (North Atlantic) in recent years. It generated significant co-seismic deformation that was captured by a GPS network on Faial Island. On the other islands, where no such networks were available, the co-seismic surface displacement field was heretofore unknown. To measure it on Pico Island, we analysed Synthetic Aperture Radar (SAR) images using interferometry. Our dataset includes 17 images acquired by the ERS-1 and ERS-2 satellites in descending passes between June 1992 and November 2000. The interferograms computed from the available image pairs show poor correlation, particularly over the dense vegetated area of Faial Island and the flanks of Pico Volcano. However, a well-correlated fringe pattern remains over 33 months for barren parts of NW Pico Island. We analysed phase profiles across this fringe to distinguish the relative contributions of the co-seismic signal and the tropospheric noise, observing a co-seismic step of 29 ± 10 mm in range.

1. Introduction

On 9 July 1998 at 05:19:15 GMT, an earthquake (M_w 6.1) occurred near Faial Island (Azores Archipelago, Portugal) with the epicentre 10 km offshore to the NE of the coast (figure 1). This earthquake was strongly felt in Pico where some buildings were partially destroyed. The seismic shaking triggered many damaging landslides (Madeira *et al.* 1998, Gaspar *et al.* 1998). The epicentre computed by the Sistema de Vigilância Sismológica dos Açores (SIVISA) was $38^\circ 38.05' \pm 2.2'$ N, $28^\circ 31.38' \pm 3.4'$ E (Senos *et al.* 1998). Since the earthquake source was offshore, there are no direct observations of surface rupture geometry or slip. Its maximum intensity on the Modified Mercalli scale was VIII in the NE part of Faial and VII in the NW part of Pico Island (Senos *et al.* 1998).

Fernandes *et al.* (2002) analysed Global Positioning System (GPS) data acquired in 1993, 1994, 1997 and 1999 on FAIM site in the SE of Faial (see figure 1 for location), complemented by a dense network of 30 stations well distributed over Faial Island, which were observed before (10 July to 4 August 1997) and after (5 August to 9 August 1998) the earthquake. This dataset determined the displacement field in Faial. The maximum horizontal amplitude was observed in the NE of the island and reached 8 ± 1.5 cm in south-west direction. According to

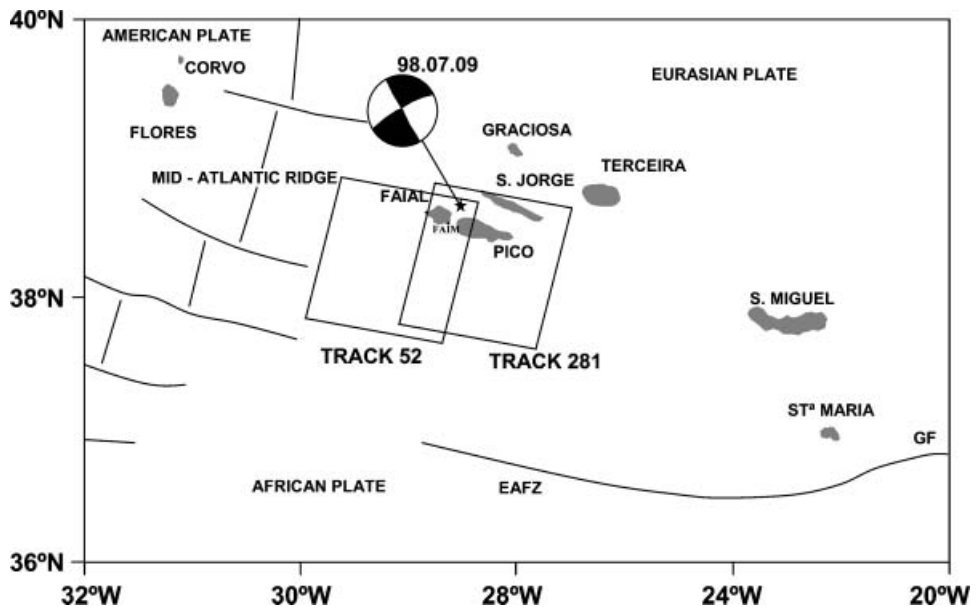


Figure 1. Azores Archipelago, Atlantic North. Gloria fault (GF), East Azores Fracture Zone (EAFZ) and Mid-Atlantic Ridge (MID) are the major geological structures close to the triple junction point where North American, Eurasian and African plates meet. The star identifies the epicentre, at N38.63°, W28.52 determined by SIVISA, and FAIM the site location where meteorological measurements were acquired. The focal mechanism generated by Pico-Faial earthquake of 9 July 1998 is also indicated. Large boxes highlight Synthetic Aperture Radar (SAR) coverage from ERS-1/2.

Fernandes *et al.* (2002), the co-seismic displacement field over Faial can be explained effectively by a simple half space elastic model, considering two basic solutions: one corresponding to a dextral strike slip (Model 1) and the other corresponding to a left lateral strike slip (Model 2). Table 1 summarizes the source parameters determined from the inversion of the geodetic data presented by Fernandes *et al.* (2002). Each of the solutions agrees with one of the focal planes in the centroid moment tensor (Dziewonski *et al.* 1999). Distinguishing between them is challenging because a short offshore fault generates only small gradients in displacement on the islands where the geodetic measurements are located.

Table 1. Two possible solutions (Model 1 and Model 2) of the source parameters determined from inversion of the geodetic data (Fernandes *et al.* 2002).

Model	Model 1: N253E	Model 2: N165E
Lat. (°)	38°37'06.1" ± 08.1" N	38°36'57.0" ± 08.6" N
Long. (°)	28°32'25.9" ± 20.9" W	28°33'22.2" ± 19.3" W
Strike (°)	253 ± 0.8	165 ± 0.8
Depth (m)	1970 ± 94	1948 ± 97
Length (m)	9500 ± 411	9326 ± 214
Width (m)	4656 ± 428	4248 ± 468
Dip (°)	82	89
Slip (m)	-0.98 ± 0.08	1.04 ± 0.09
Rake (°)	-180	-8
M0 (× 10 ¹⁸ Nm)	1.30 ± 0.31	1.24 ± 0.19

On Pico Island, however, no dense GPS arrays existed before the 1998 earthquake. Consequently, Synthetic Aperture Radar (SAR) images acquired by the ERS-1 and ERS-2 satellites constitute the best survey available on Pico before the quake. Analysing them with interferometry (InSAR) is the subject of this paper. Other InSAR studies of earthquakes are well documented in the literature (Massonnet *et al.* 1993, Feigl *et al.* 1995, Massonnet and Feigl 1995a, Murakami *et al.* 1996, Klinger *et al.* 2000, Sandwell *et al.* 2000, Wright *et al.* 2001, Nishimura *et al.* 2001, Feigl 2002). InSAR measures the phase difference between two radar images collected on successive passes over the same area (e.g. Massonnet and Feigl 1998). The resulting interference pattern maps change in range along the line-of-sight (LOS) from the satellite to the ground. Each fringe represents half a wavelength of range change, or 28-mm for the C-band ERS satellites.

2. SAR data and interferometric analysis

To select ERS images around the time of the earthquake from the archives of the European Space Agency (ESA), we had to balance several criteria. The number of ERS images suitable for this co-seismic study is limited. ERS acquired fewer images over the Azores archipelago than in other areas of Europe, apparently to avoid switching the powerful radar sensor on and off.

On this study, we applied the two-pass approach described by Massonnet and Feigl (1998) and implemented by the Diapason software developed at French space agency (Centre National d'Etudes Spatiales, CNES). The topographic contribution was compensated using a Digital Elevation Model (DEM) provided by the Portuguese military institute (Instituto Geográfico do Exército), with a 50-m horizontal resolution and average height accuracy better than 5 m (Afonso *et al.* 2002). To reduce uncertainty in the satellite positioning, we used precise orbit trajectories estimated by Delft University (Scharroo and Visser 1998). The signal-to-noise ratio of each interferogram was improved by using a weighted power spectrum filter (Goldstein and Werner 1998).

InSAR works best in arid regions because the ground cover remains unchanged between images (Massonnet *et al.* 1993, Murakami *et al.* 1996, Rosen *et al.* 1996, Sandwell *et al.* 2000). But this is not the case in the Azores, as the vegetation is very dense in most places.

On Faial the observed decorrelation seems to be the consequence of both dense vegetative cover of the island and the long time interval between images. While bare volcanic rocks cover most of Pico Island, Faial has a dense agricultural coverage. Combining these two factors, we are unable to obtain successful interferograms over Faial. A similar problem exists on the Pico central volcano, probably due to slope instabilities.

The image acquisition geometry is also unfavourable for this earthquake on Faial Island. Radar measures scalar change in the satellite-to-ground distance. The change in range is the scalar product of the ground displacement vector and the unit vector pointing from the ground point toward the satellite. The mean unitary vector pointing from the epicentre of the 9 July earthquake towards the satellite, in descending orbits with a coordinate set (east, north, up), has the components (0.39, -0.08, 0.91) and (0.46, -0.09, 0.88) for tracks used on this study (52 and 281, respectively). If we consider the source parameters proposed by Fernandes *et al.* (2002) we can compute a synthetic interferogram, taking into account the actual acquisition geometry. The predicted co-seismic displacements vectors on Faial

Island are almost orthogonal to the satellite line of sight, not detectable by the SAR satellites on the orbital tracks used on this study (figure 2). Notice that on both tracks the acquisition geometry is quite similar, which produces identical synthetic interferograms.

The sparse, uneven nature of the ERS acquisitions constitutes another limiting factor of our dataset. The last image acquired before the 1998 earthquake was on 31 December of 1995, almost three years before this event. In consequence, all the co-seismic interferograms span at least three years and decorrelate badly.

Table 2 shows a set of all SAR images acquired on this study: eight images from track 281, frame 2835 and nine images from track 52, frame 2835. Of the available scenes 13 were acquired before the end of 1995, while only four were acquired after the 1998 event. All scenes were acquired in descending orbits during the day (12:36 UTC).

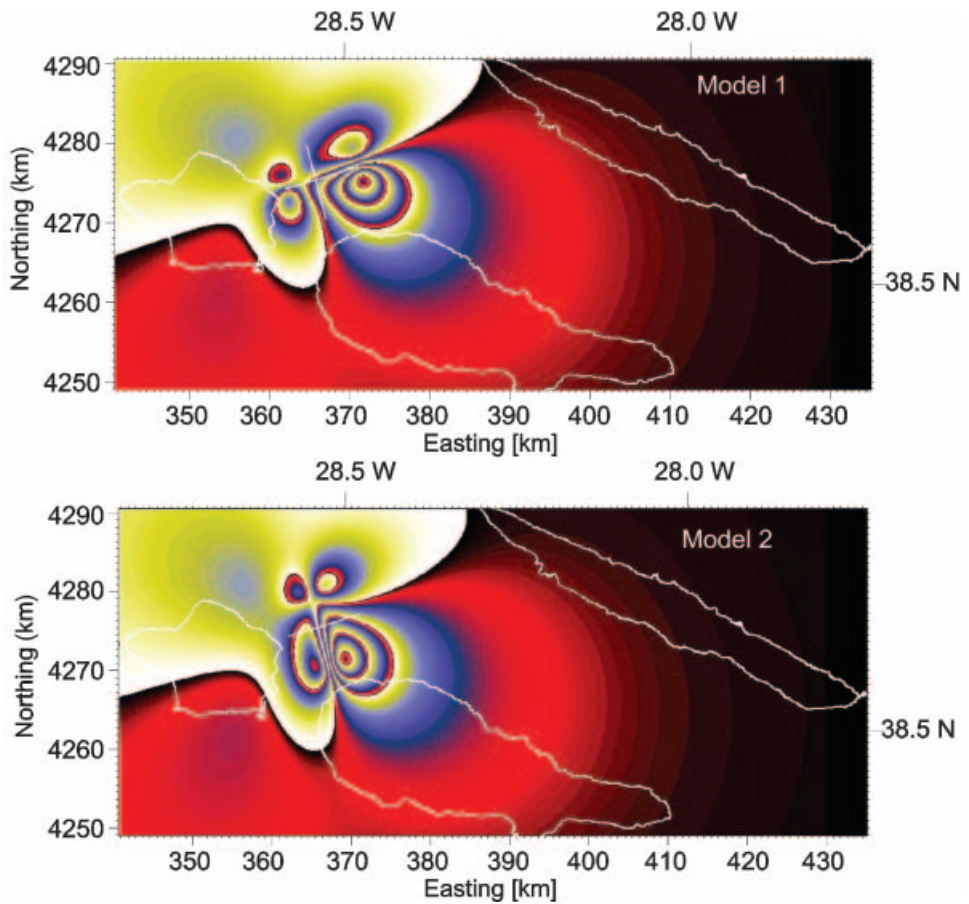


Figure 2. Synthetic interferogram representing fringe pattern computed from source parameters determined by Fernandes *et al.* (2002) (Model 1 and Model 2: solutions described in section 1). Each fringe, in the synthetic interferogram, denotes 28.3 mm of change in range. Colour sequence red-blue-yellow indicates range change increasing and red-yellow-blue range change decreasing. Coordinates are easting and northing in km and the cartographic projection is the Universal Transverse Mercator projection, zone 26.

Table 2. ERS SAR images, of tracks 52 and 281, acquired for this study. Normal baselines are computed considering the images 981011 (track 281) and 980925 (track 52) as reference. Meteorological parameters Temperature (T), Humidity (U) and Pressure (P) were acquired at FAIM station (Horta Island) and the water vapour (Wv) is computed from radiosonda data acquired at Lajes (Terceira Island), at 12 hours of local time on image acquisition date.

Orbit	Sensor	Date	Track	Frame	Normal				
					baseline (m)	P (mb)	T ($^{\circ}\text{C}$)	U (%)	Wv (mb)
636	ERS2	950604	281	2835	-470	1026	21	75	14.6
1137	ERS2	950709	281	2835	-870	1018	21	95	17.3
2640	ERS2	951022	281	2835	546	1009	22	88	22
3141	ERS2	951126	281	2835	-865	1024	16	66	9.6
23315	ERS1	951230	281	2835	94	997	16	74	10.3
3642	ERS2	951231	281	2835	-159	995	13	72	10.1
18171	ERS2	981011	281	2835	0	1027	23	77	18.2
29193	ERS2	001119	281	2835	623	1028	21	79	15.7

Orbit	Sensor	Date	Track	Frame	Normal				
					baseline (m)	P (mb)	T ($^{\circ}\text{C}$)	U (%)	Wv (%)
4706	ERS1	920609	52	2835	-32	1012	18	60	12
8714	ERS1	930316	52	2835	-186	1016	16	81	13.7
908	ERS2	950623	52	2835	-1060	1009	22	88	13.1
22585	ERS1	951109	52	2835	-34	1027	16	77	11.2
2912	ERS2	951110	52	2835	-274	1025	16	73	10
23086	ERS1	951214	52	2835	217	1021	16	63	11.7
3413	ERS2	951215	52	2835	-31	1015	16	71	9.5
16940	ERS2	980717	52	2835	-1221	1022	23	76	17.3
17942	ERS2	980925	52	2835	0	1018	23	73	18.9

To detect the co-seismic deformation, we could form seven interferograms spanning the earthquake in track 52, and five in track 281 (table 3). Most of these span time intervals longer than a year. In track 281, only two images acquired after the quake are available (981011 orbit 18171 and 001119 orbit 29193). Among the co-seismic interferograms computed in track 281, the pair 951230–001119 decorrelates badly, possibly due to the long time interval between the acquisitions and the large orbital separation. In track 52, only one post seismic image (980925) correlates well with the pre-seismic images of this track. The pair 950623–980717 constitutes an independent co-seismic interferogram of track 52 but unfortunately the post-seismic image 980717 correlates only with the 950623. The pre-seismic interval was studied with five independent interferograms of track 52 and five independent interferograms of track 281, among the 15 possibilities in track 52 and the six possibilities in track 281. We have just one interferogram to evaluate the post-seismic period of track 281, for the post seismic period (981011–001119).

The scarcity of the available dataset illustrates the need for a satellite mission dedicated to systematic and regular SAR acquisitions.

3. Interferometric results

In figure 3 we present a series of eight co-seismic interferograms corresponding to the available tracks. Significant phase variations are clearly visible and cannot be associated with topographic fringes, nor atmospheric disturbances. Interferograms A to F (figure 3) of track 52 share the same post-seismic image 980925, and

Table 3. Interferometric pairs computed on this study. Interferometric pairs are represented by the date of the image acquisitions (yymmdd_{master}-yymmdd_{slave}). Ha is the altitude of ambiguity of each pair, ΔT is the temporal baseline, in days, and ΔP the pressure differences, in mb. Δ_{Tropo} is the differential tropospheric delay determined by radiosonde data at Lajes (Terceira Island). $\Delta\Delta\rho_{ij}$ corresponds to the spatial difference, between the first and last point of profile 4 (figure 5), extracted from the simulated atmosphere interferograms, based on surface meteorological data applied to the model for tropospheric zenith delay (see §3.2).

No.	Interferometric pair	Track	Ha (m)	ΔT (days)	ΔP (mb)	Δ_{Tropo} (mm) (radiosonda)	$\Delta\Delta\rho_{ij}$ (mm)
–	920609–930316	52	63.72	280	– 4	25.8	1.01
–	920609–951109	52	2483.29	1248	– 15	– 4.8	– 1.38
–	920609–951110	52	40.33	1249	– 13	– 1.7	– 1.20
P	920609–951214	52	– 39.37	1283	– 9	38	– 0.83
P	920609–951215	52	– 17385	1284	– 3	43.8	– 0.28
C	920609–980925	52	– 306.54	2299	– 6	– 34.4	– 0.55
P	930316–951109	52	– 65.4	968	– 11	– 30.6	– 2.39
–	930316–951110	52	109.87	969	– 9	– 27.5	– 2.21
–	930316–951214	52	– 24.33	1003	– 5	12.2	– 1.84
–	930316–951215	52	– 63.49	1004	1	18	– 1.29
C	930316–980925	52	– 52.76	2019	– 2	– 60.2	– 1.57
–	951109–951110	52	41	1	2	3.1	0.18
–	951109–951214	52	– 38.75	35	6	42.8	0.55
P	951109–951215	52	– 2172.91	36	12	48.6	1.10
C	951109–980925	52	– 272.86	1051	9	– 29.6	0.82
–	951110–951214	52	– 19.92	34	4	39.7	0.37
P	951110–951215	52	– 40.24	35	10	45.5	0.92
C	951110–980925	52	– 35.64	1050	7	– 32.7	0.64
–	951214–951215	52	39.45	1	6	5.8	0.55
C	951214–980925	52	45.17	1016	3	– 72.4	0.28
C	951215–980925	52	– 312.05	1015	– 3	– 78.2	– 0.28
C	950623–980717	52	58.4	1120	2	– 46.4	0.18
P	950604–951126	281	31.2	175	2	50.6	0.09
–	950604–951230	281	– 21.3	209	29	163.3	2.68
P	950604–951231	281	– 38.5	210	31	139.7	2.87
C	950604–981011	281	– 26	1225	– 1	39.9	– 0.09
P	950709–951126	281	– 363	140	– 6	140.1	– 0.64
P	951022–951230	281	26.74	70	12	140	1.11
C	951022–001119	281	– 151.24	1855	– 19	– 26.9	– 1.76
P	951230–951231	281	47.69	1	2	– 23.6	0.18
C	951230–981011	281	122.6	1016	30	– 123.4	– 2.77
C	951230–001119	281	– 22.72	1786	– 31	– 166.9	– 2.87
C	951231–981011	281	– 78	1015	– 32	– 99.8	– 2.96
O	981011–001119	281	– 19.17	770	– 1	– 43.5	– 0.09

interferograms G and H, of track 281, share also the post-seismic image 981011. The pattern in track 52 resembles that of track 281 in magnitude and location. Yet interferograms A to F are completely independent of interferograms G and H. Considering the northernmost part of Pico Island closest to the epicentre, we can identify almost one fringe (28 mm) on interferograms C, F, G and H. The observed range increase is referred as subsidence. In spite of the high noise level of the other interferograms, they still exhibited the same shaped fringe pattern, but with less than half a fringe. This fringe seems round, smooth and isolated, typical of earthquake deformation, and does not follow contour lines of topographic elevation. The fringe is continuous, without tears, corroborating the absence of co-seismic rupture of the ground surface. Furthermore, no comparable phase signature appears in other

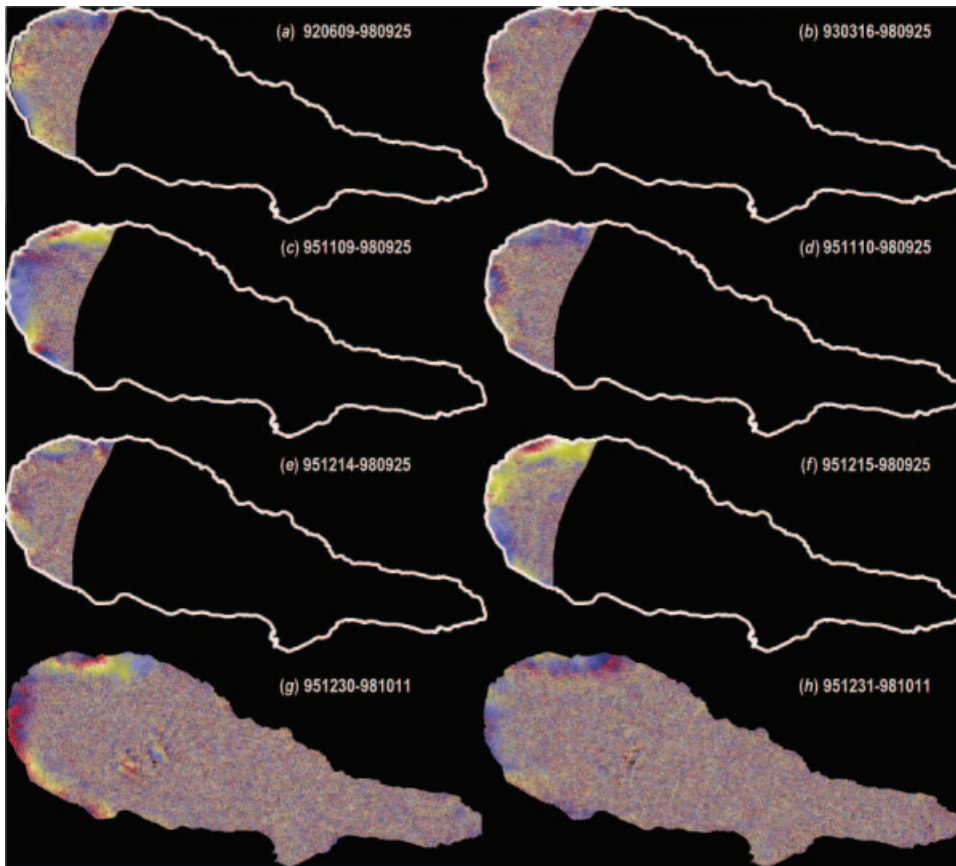


Figure 3. Observed differential co-seismic interferograms. One colour fringe represents 28.3 mm of range change. Panels (a) through (f): track 52, frame 2835; (a): 920609–980925; (b): 930316–980925; (c): 951109–980925; (d): 951110–980925; (e): 951214–980925, (f): 951215–980925. Panels (g) and (h): track 281, frame 2835; (g): 951230–981011, (h): 951231–981011.

parts of Pico Island. For these reasons, we are confident that the observed fringe represents ground deformation caused by the earthquake.

3.1 Topographic contribution

The sensitivity of the interferometric pair to the topography is measured by the altitude of ambiguity (H_a), a parameter defined by Massonnet and Rabaute (1993) to quantify the change in altitude needed to produce one topographic fringe. Considering the interferograms of figure 3, we can expect topographic artefacts of magnitude $1/62$ cycles or 0.45 mm in range using the best co-seismic pair (interferogram F) and $1/7$ cycles of error or 4 mm for the worst co-seismic pair (interferogram D) (see H_a values in table 3). These are negligible even in the worst case. If the observed fringe were a topographic artefact, it would correspond to an error of 35 m in the DEM. Since this value is seven times larger than the DEM's standard deviation, we reject the hypothesis of a topographic artefact. Moreover, the observed signature occurs in an area where the topographic elevation is less than 300 m, making a 35-metre error even less likely. Furthermore, the interferograms

produced using the same DEM spanning a one-day period and worse Ha values, do not show fringes located on the affected area. Therefore, we can conclude that the observed signature in co-seismic interferograms of figure 3 cannot be due to topographic artefacts.

3.2 Atmospheric contribution

The atmospheric heterogeneities perturbing the radar signals propagating through the atmosphere are still the prime limitation for the interpretation of interferograms (Goldstein 1995, Massonnet and Feigl 1995b, Tarayre and Massonnet 1996, Delacourt *et al.* 1997, Zebker *et al.* 1997, Hanssen *et al.* 1999, Hanssen 2001).

The atmosphere can be divided into two layers, which have different refractive properties: ionosphere and neutral atmosphere (from now on referred to as troposphere, for simplicity). In the ionosphere, the refractive index depends on the total electron content, and in the troposphere, it depends on the temperature, pressure and water content, and consequently on the meteorological conditions of the atmosphere at the time of the imaging. Usually, the troposphere is divided into wet and hydrostatic components. The hydrostatic component, attributable mostly to the dry gases in the atmosphere, depends essentially on surface pressure and can be modelled well using good measurements. The wet component depends essentially on the partial pressure of water vapour, which is especially difficult to model because it is far more spatially variable than the hydrostatic delay.

The dry component of the neutral atmosphere and the ionospheric component have the largest contributions to the total phase delay. Hanssen (1999) adopts the hypothesis that ionospheric effects cause long wavelength variations over a single SAR image than can be neglected at spatial scales of less than about 50 km. On Pico Island, the well-correlated co-seismic parts of interferograms are less than 10 km wide. Consequently, we can exclude ionospheric delay as a main cause for the fringe observed on the NW part of the island.

The dry tropospheric delay changes if the air pressure changes at a given site between epochs. A pressure change of 1 mb yields to about 2.3 mm of range change (Zebker *et al.* 1997). Meteorological data were recorded at the Observatório Príncipe Alberto do Mónaco (OPAM), near the FAIM site (Faial Island) at 64 m altitude. For the interferograms in figure 3, the pressure differences recorded at OPAM are described in table 3 (ΔP column). These differences produce absolute range changes of several centimetres in time but they vary little in space. For instance, the pressure variation due to the 370-m difference in altitude between the endpoints of profile 4 (figure 5), is only 0.04 mb, or less than 0.1 mm in range. If the atmospheric pressure (spatial) distribution is the same at both image acquisition times and we assume hydrostatic equilibrium, each image will experience the same phase shift and the interferogram will show no fringes. Consequently, the tropospheric contribution to the range change recorded in the well-correlated part of the interferograms in the NW part of Pico is of the order of a millimetre.

The wet part of the delay depends on the temperature and water vapour content, which vary both spatially and temporally. The magnitude of the temperature effect can be almost neglected when compared with the water vapour pressure signal (Hanssen *et al.* 1999). Yet modelling the wet zenith delay is quite difficult. In a comparison against radiosonde data, Mendes and Langley (1998) found that existing models have a standard deviation of about 3 cm, when driven with

meteorological data. Using meteorological surface measurements acquired at OPAM for our SAR acquisition epochs, we modelled the hydrostatic component using the Saastamoinen (1972) model and the wet component using the Mendes and Langley (2000) model. A simulated interferogram, affected only with a tropospheric error signal, was computed and used to correct the interferograms used on this study. As expected, the correction of the differential total delay ($\Delta\Delta\rho_{ij}$ column of table 3) varies little over the flat NW part of Pico Island where the fringe pattern appears in the co-seismic interferograms, expressing the weak correlation between the modelled tropospheric delay and the topography (elevation) on this area. For example, the correction applied to interferogram 951230–981011 varies between -14.3 cm (at altitude 0 m) and -12.6 cm (at altitude 2338 m) (figure 4). Note that any range change that is constant in space will not produce fringes in the interferograms. In other words, the interferometric range change includes an arbitrary, unknown additive constant. The reliability of those results was confirmed by ray tracing refractive index profiles obtained by radiosonde launched on Terceira Island (about 120 km from NW Pico), half an hour after the acquisition time of our SAR images. In table 3 (column Δ_{Tropo}), we show the values of the differential total tropospheric delay, derived from radiosonde data and computed for the satellite incidence angle of each interferogram used on this study.

3.3 Geophysical interpretation

Having proved the minor influence of the atmosphere and the topography on the study area, we now turn to the interpretation that the fringe observed in the co-seismic interferograms is due to the earthquake. To identify the possible variability of refractivity in the radar signal we analysed the range change values extracted from six profiles drawn over the NW region of Pico. These profiles were drawn

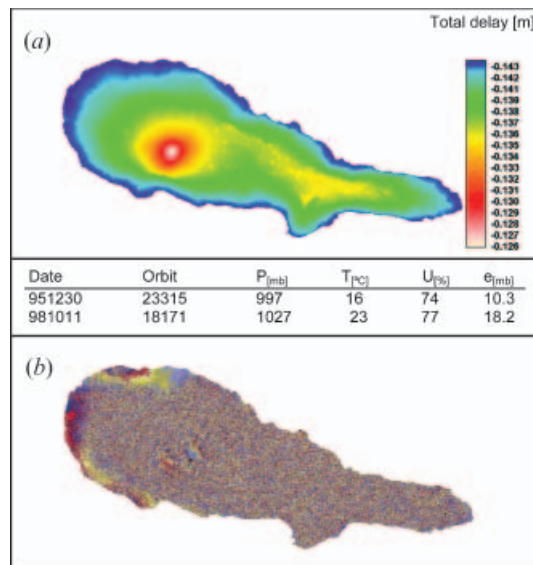


Figure 4. (a) Simulated troposphere interferogram computed using Saastamoinen–Mendes and Langley model. Meteorological data used for this computation were acquired on 30 December 1995 and on 11 October 1998, at FAIM site. (b) Differential SAR interferogram 951230–981011, after tropospheric correction.

across the best-correlated area of Pico Island, close to the main villages, where the slopes are not too steep, the agricultural fields are scarce and the ground cover is mostly volcanic rocks. These profiles are no more than 5 km long because phase decorrelates quickly with distance from the coast.

Reversals and autocorrelations are not considered in this analysis. Therefore, the minimum number of pairs required to capture all the geophysical deformation between the epochs of the first and last images is $k=p-1$, for p different epochs ($p \geq 2$, $p \in \mathbb{N}$) (Kohlhase *et al.* 2003). On the first column of table 3 the P, C and O characters identify the independent pairs used to study the pre-, co- and post-seismic periods, respectively.

In figure 5, we show averaged range change profiles corresponding to tracks 52 and 281. These are pre-seismic (mean obtained from five pairs corresponding to track 52 and five to track 281), co-seismic (mean obtained from seven pairs corresponding to track 52 and five to track 281) and post-seismic (a single profile from track 281). Mean phase profiles were unwrapped as 1-dimensional signals, converted to millimetres and shifted to the same origin (zero). Profiles were also compensated from differential total tropospheric delay computed for each interferometric pair.

Observing the profiles in figure 5 we conclude that there is no significant range shifts in the pre-seismic period. This fact is more evident in track 52, because geometric correlation between images of this track is higher than the correlation verified between images of track 281. This situation is clearly different in the co-seismic period, where the signal is larger and coherent along the profile. The maximum range change value reaches 30 mm in profile 4 of track 52. The strongest co-seismic deformation observed correspond to the area between profiles 3 and 5 (i.e. 369.9 km and 371.4 km, in the UTM easting direction). The maximum of deformation field is located approximately 3.5 km from the north coast (i.e. 4265.5 km and 4269.0 km, in the UTM northing direction).

The correlation of the unique post-seismic pair is poor, due its long orbital separation ($H_a = -19$ m). Yet, we can observe on panels of figure 5 some similarity between pre- and post-seismic profiles, suggesting that no significant range shifts occurred in the observed post-seismic period.

Mean co-seismic profiles described above are now compared with the modelled range shift profiles, calculated using Fernandes *et al.* (2002) fault parameters. In figure 6 we plot the elastic displacement associated with the two mechanisms proposed (Model 1 and Model 2, see figure 2), the mean co-seismic profiles 3, 4 and 5 and the standard deviation computed along the profile. Elastic displacement is computed using RNGCHN routine (Feigl and Dupré 1999, Okada 1985). Maximum range change observed is 29 mm, for profile 4 of track 52. Uncertainty associated with this measurement is expressed by the standard deviation on the mean and corresponds to 10 mm.

We can conclude that the displacement field depicted by InSAR matches the deformation envelope defined by the models obtained from GPS analysis (Fernandes *et al.* 2002) but cannot discriminate between them.

4. Discussion and conclusions

We have applied the differential InSAR technique to ERS data, acquired between 1992 and 2000, to analyse surface deformation produced by the 9 July 1998 earthquake. From a total of 17 available ERS images in descending mode, 12

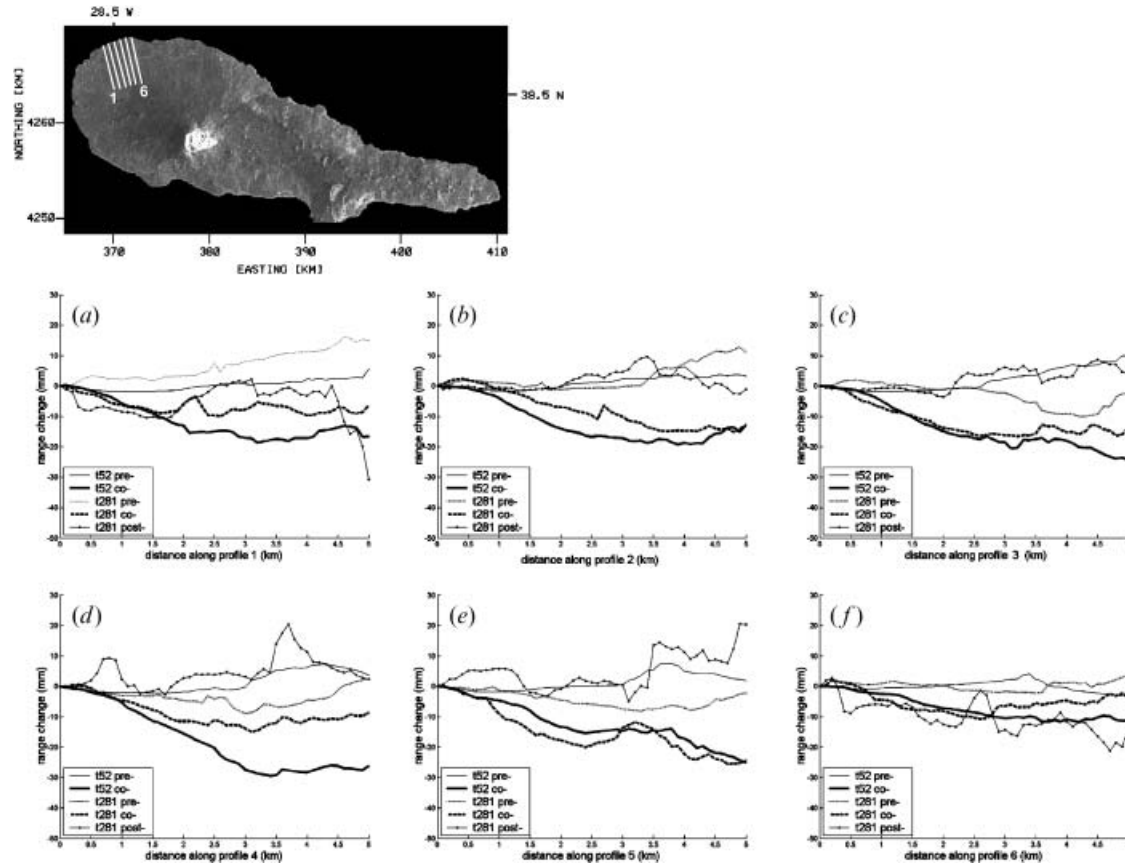


Figure 5. Amplitude image of Pico Island and profiles used on time series analysis. Panels A to F, show averaged range change profiles corresponding to tracks 52 and 281. Panels show, for both tracks, mean profiles obtained from the pre-, co- and post-seismic groups. Range change values are expressed in mm.

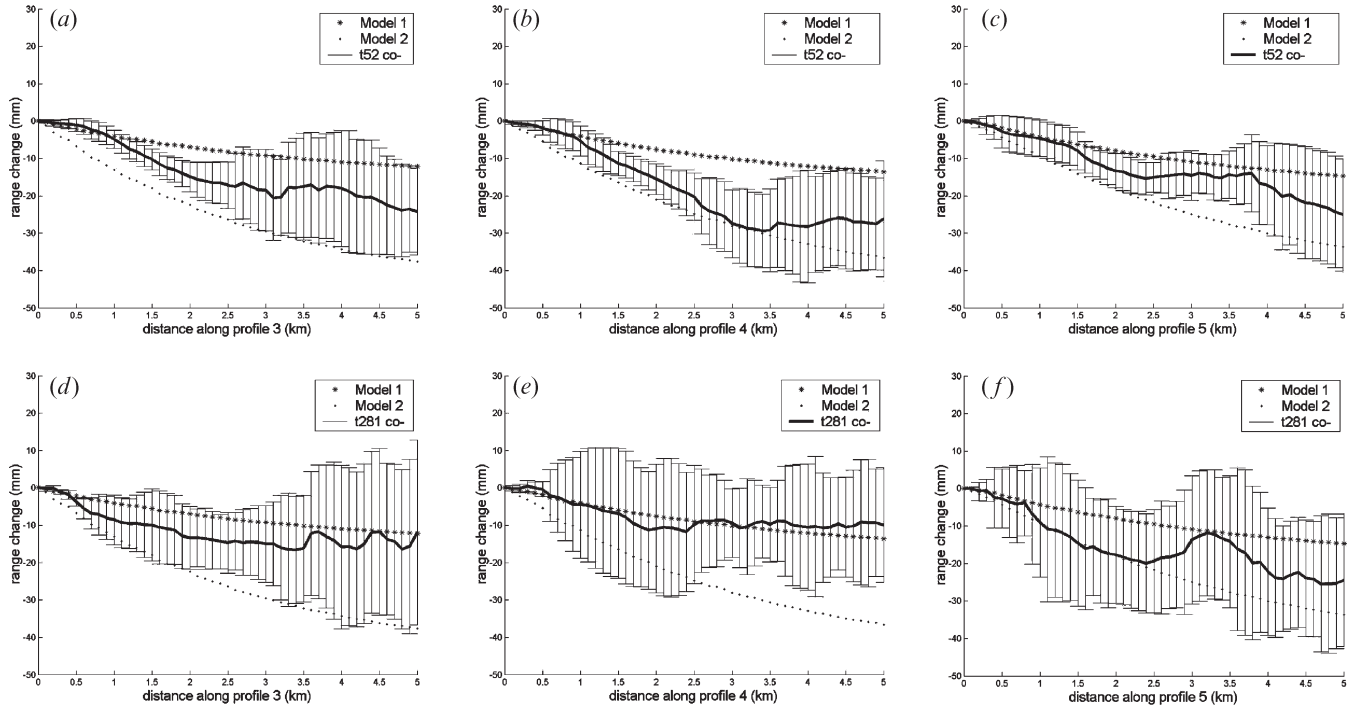


Figure 6. Comparison between modelled range shift profiles, associated with the two mechanisms (Model 1 and Model 2), and the mean co-seismic profiles 3, 4 and 5. Panels A, B and C refer to track 52 and panels D, E and F to track 281. Standard deviation computed along profile is also showed as error bars.

co-seismic interferograms were produced. We find fringe patterns with approximately 3 cm of range change between 1992 and 1998. Although correlation breaks down in most areas, the fringe pattern is legible on the NW part of Pico Island.

When we compare the amplitude and the spatial distribution of deformation with a synthetic model computed from the fault parameters of Fernandes *et al.* (2002) we conclude that the observed interferometric fringes generally agree with the synthetic models and, therefore, are coherent with the available seismological and GPS data.

The Azores islands are in an area where tectonic and volcanic activity is known to occur, generating significant surface deformation. However, the present knowledge of this deformation pattern is scarcely known. Only Furnas volcano (Sigmundsson *et al.* 1995) and Faial (Fernandes *et al.* 2002) have been the subject of detailed deformation studies. In the case of Faial only elastic co-seismic deformation was retrieved. Consequently, new studies and larger image sets are needed to address the inter-seismic deformation pattern in the Azores.

This was the first attempt to apply differential InSAR to the evaluation of ground displacement in the Azores. Results obtained are limited if we compare with similar studies developed for most of the well-known volcanic systems. The Azores geologic environment, characterized by a group of isolated islands, where expected ground displacements are reasonably small, is not the ideal candidate for InSAR. Available image pairs are scarce and statistical approaches like stacking are not feasible. Our study suffers from all these limitations; however, we can still identify interferometric signatures that are most probably of tectonic origin. Time series analysis seems to be a useful complement for direct inspection of interferometric fringes and we can anticipate that a larger number of image pairs can give us the required information to allow robust evaluations of the displacement pattern. Results presented here allow us to conclude that InSAR techniques coupled with GPS observations (which are now made on a regular basis in the Azores Islands) can give a valuable contribution to studies of the spatial distribution of the deformation field, unless the new radar sensors, like ENVISAT, provide new, additional information for geodynamic research.

Acknowledgements

This work was funded by FCT/SARAÇORES project (POCTI/CTA/36281/99). ERS images were acquired in the scope of the ESA project 1074-OD. We would like to thank the Instituto Geográfico do Exército, which provided the DEM, as well as Instituto de Meteorologia for supplying the meteorological data. This work benefited from useful comments by Virgílio Mendes, regarding the atmospheric delay in radio signal propagation. Comments from both anonymous reviewers improved the manuscript. This work constitutes also a contribution to the RETINA EU Project (EVG1-CT-2001-00046).

References

- AFONSO, A., GOMES, F. and FERNANDES, M., 2002, IGeoE: Cartografia de qualidade – a base de um SIG. *Tribuna das Autarquias*, N., **108**, pp. 13–14.
- DELACOURT, C., BRIOLE, P. and ACHACHE, J., 1997, Tropospheric correction of the SAR interferograms with strong topography. Application to Etna. *Geophysical Research Letters*, **25**, pp. 2849–2852.

- DZIEWONSKI, A.M., EKSTROM, G. and MATERNOVSKAYA, N.N., 1999, Centroid-moment tensor solutions for July–September, 1998. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **114**, pp. 99–107.
- FEIGL, K.L., 2002, Estimating earthquake source parameters from geodetic measurements. Vol. 81A. In *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*, W.H.K. Lee, P.C. Jennings, H. Kanamori and C. Kisslinger (Eds), pp. 607–620 (Amsterdam, The Netherlands: Academic Press).
- FEIGL, K. and DUPRÉ, 1999, RNGCHN: A program to calculate displacement components from dislocations in an elastic half-space with applications for modeling geodetic measurements of crustal deformation. *Computers and Geosciences*, **25**, pp. 695–704.
- FEIGL, K., SERGENT, A. and JACQ, D., 1995, Estimation of an earthquake focal mechanism from a satellite radar interferogram: Application to the December 4, 1992 Landers aftershock. *Geophysical Research Letters*, **22**, pp. 1037–1040.
- FERNANDES, R.M.S., MIRANDA, J.M., CATALÃO, J., LUIS, J.F., BASTOS, L. and AMBROSIUS, B.A.C., 2002, Coseismic Displacements of the Mw=6.1, July 9, 1998, Faial Earthquake (Azores, North Atlantic). *Geophysical Research Letters*, **29**(16), 21-1–21-4.
- GASPAR, J., FERREIRA, T., QUEIROZ, G., MALHEIRO, A., COUTINHO, R. and TROTA, A., 1998, Avaliação dos perigos geológicos na ilha do Faial após o terramoto de 1998: o caso da Freguesia da Ribeirinha. *Proceedings of 1° Simpósio de Meteorologia e Geofísica da APMG*, 23–25 November 1998, Lagos, Portugal (Lisboa, Portugal: APMG), pp. 89–94.
- GOLDSTEIN, R., 1995, Atmospheric limitations to repeat-track radar interferometry. *Geophysical Research Letters*, **22**, pp. 2517–2520.
- GOLDSTEIN, R.M. and WERNER, C.L., 1998, Radar interferogram filtering for geophysical applications. *Geophysical Research Letters*, **25**, pp. 4035–4038.
- HANSEN, R.F., 2001, *Radar Interferometry Data Interpretation and Error Analysis* (Dordrecht, The Netherlands: Kluwer Academic).
- HANSEN, R.F., WECKWERTH, T.M., ZEBKER, H.A. and KLEES, R., 1999, High-resolution water vapor mapping from interferometric radar measurements. *Science*, **283**, pp. 1295–1297.
- KLINGER, Y., MICHEL, R. and AVOUAC, J.-P., 2000, Co-seismic deformation during the Mw 7.3 Aqaba earthquake (1995) from ERS-SAR interferometry. *Geophysical Research Letters*, **27**, pp. 3651–3654.
- KOHLHASE, A.O., FEIGL, K.L. and MASSONNET, D., 2003, Applying differential InSAR to orbital dynamics: a new approach for estimating ERS trajectories. *Journal of Geodesy*, **77**, pp. 493–502.
- MADEIRA, J., BRUM, A. and SERRALHEIRO, A., 1998, A tectónica do Faial e o sismo de 9 de Julho de 1998. *Proceedings of 1° Simpósio de Meteorologia e Geofísica da APMG*, 23–25 November 1998, Lagos, Portugal (Lisboa, Portugal: APMG), pp. 81–88.
- MASSONNET, D. and FEIGL, K.L., 1995a, Satellite radar interferometric map of the coseismic deformation field of the M = 6.1 Eureka Valley, California earthquake of May 17, 1993. *Geophysical Research Letters*, **22**, pp. 1541–1544.
- MASSONNET, D. and FEIGL, K.L., 1995b, Discrimination of geophysical phenomena in satellite radar interferogram. *Geophysical Research Letters*, **22**, pp. 1537–1540.
- MASSONNET, D. and FEIGL, K.L., 1998, Radar interferometry and its application to changes in the Earth's Surface. *Reviews of Geophysics*, **36**, pp. 441–500.
- MASSONNET, D. and RABAUTE, T., 1993, Radar interferometry: limits and potential. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **31**, pp. 455–464.
- MASSONNET, D., ROSSI, M., CARMONA, C., ADRAGNA, F., PELTZER, G., FEIGL, K. and RABAUTE, T., 1993, The displacement field of the Landers earthquake mapped by radar interferometry. *Nature*, **364**, pp. 138–142.
- MENDES, V.B. and LANGLEY, R.B., 1998, Tropospheric zenith delay prediction accuracy for airborne GPS high-precision Positioning. *Proceedings of The Institute of Navigation*

- 54th Annual Meeting, 1–3 June 1998, Denver, CO, USA (Washington, D.C.: The Institute of Navigation), pp. 337–347. Available online at: http://mat.fc.ul.pt/eg/lattex/ion54am_ml.pdf (accessed 20 January 2004).
- MENDES, V.B. and LANGLEY, R.B., 2000, An analysis of high-accuracy tropospheric delay mapping functions. *Physics and Chemistry of the Earth, Part A*, **25**, pp. 809–812.
- MURAKAMI, M., TOBITA, M., SAITO, T. and MASHARU, H., 1996, Coseismic crustal deformations of the 1994 Northridge, California earthquake detected by interferometric analysis of SAR images acquired by the JERS-1 satellite. *Journal of Geophysical Research*, **101**, pp. 8605–8614.
- NISHIMURA, T., FUJIWARA, S., MURAKAMI, M., TOBITA, M., NAKAGAWA, H., SAGIYA, T. and TADA, T., 2001, The M6.1 Earthquake triggered by volcanic inflation of Iwate volcano, northern Japan, observed by satellite radar interferometry. *Geophysical Research Letters*, **28**, pp. 635–638.
- OKADA, Y., 1985, Surface deformation to shear and tensile faults in a half space. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **75**, pp. 1135–1154.
- ROSEN, P.A., HENSLEY, S., ZEBKER, H.A., WEBB, F.H. and FIELDING, E.J., 1996, Surface deformation and coherence measurements of Kilauea Volcano, Hawaii, from SIR-C radar interferometry. *Journal of Geophysical Research*, **101**, pp. 23109–23125.
- SAASTAMOINEN, J., 1972, Contributions to the theory of atmospheric refraction. *Bulletin Geodesique*, **105**, pp. 106.
- SANDWELL, D.T., SICHOUX, L., AGNEW, D., BOCK, Y. and MINSTER, J.-B., 2000, Near real-time radar interferometry of the Mw 7.1 Hector Mine Earthquake. *Geophysical Research Letters*, **27**, pp. 3101–3104.
- SCHARROO, R. and VISSER, P., 1998, Precise orbit determination and gravity field improvement for the ERS satellites. *Journal of Geophysical Research*, **103**, pp. 8113–8127.
- SENOS, M.L., GASPAS, J.L., CRUZ, J., FERREIRA, T., NUNES, J.C., PACHECO, J., ALVES, P., QUEIROZ, G., DESSAI, P., COUTINHO, R., VALES, D. and CARRILHO, F., 1998, O terramoto do Faial de 9 de Julho de 1998. In *1º Simpósio de Meteorologia e Geofísica da APMG*, 23–25 November 1998, Lagos, Portugal (Lisboa, Portugal: APMG), pp. 61–67.
- SIGMUNDSSON, F., TRYGGVASON, E., ALVES, M.M., ALVES, J.L., PALSSON, K. and OLAFSSON, H., 1995, Slow inflation of the Furnas volcano, Sao Miguel, Azores, suggested from initial levelling and global positioning system measurements. *Geophysical Research Letters*, **22**, pp. 1681–1684.
- TARAYRE, H. and MASSONNET, D., 1996, Atmospheric propagation heterogeneities revealed by ERS-1. *Geophysical Research Letters*, **23**, pp. 989–992.
- WRIGHT, T.J., FIELDING, E.J., PARSONS, B.E. and ENGLAND, P.C., 2001, Triggered slip: observations of the 17 August 1999 Izmit (Turkey) earthquake using radar interferometry. *Geophysical Research Letters*, **28**, pp. 1079–1082.
- ZEBKER, H.A., ROSEN, P.A. and HENSLEY, S., 1997, Atmospheric artifacts in interferometric synthetic aperture radar surface deformation and topographic maps. *Journal of Geophysical Research*, **102**, pp. 7547–7563.

4.3. MODELAÇÃO DA DEFORMAÇÃO CO-SÍSMICA

Para clarificar a evolução temporal da variação do alcance nos períodos pré- e co-sísmicos, estimou-se o valor “pseudo-absoluto” do ‘salto’ co-sísmico, ou seja da variação do alcance, entre os dois períodos em questão. Esta avaliação foi feita com base na diferença de fase medida entre o primeiro e último ponto dos perfis traçados na encosta NW do Pico e de um ajustamento realizado pelo método dos mínimos quadrados (MMQ) baseado nos valores das diferenças duplas (espacial e temporal) dessas medições. Para simplificação, é aqui apresentada a metodologia aplicada apenas ao perfil 4, por este estar localizado na zona onde foi encontrada a maior deformação co-sísmica (§ 4.2., item 3.3. *Geophysical Interpretation*). O desenrolamento da fase de todos os pontos do perfil foi realizada previamente e foi sobre os valores absolutos de fase que se efectuou o ajustamento. Nesta análise foram também considerados apenas os interferogramas do traço 52, por apresentarem, na generalidade, uma coerência mais elevada e por permitirem avaliar com maior redundância os períodos pré- e co-sísmico. A Figura 4.1. mostra um conjunto de perfis traçados sobre os interferogramas pré- e co-sísmicos considerados nesta análise. Cada gráfico da Figura 4.1. representa os perfis de um conjunto de interferogramas

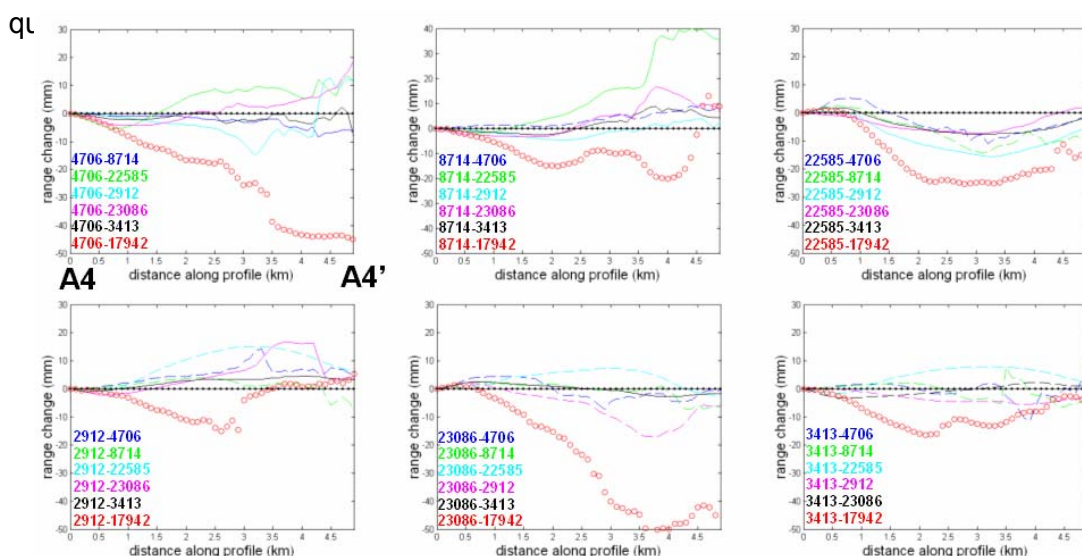


Figura 4.1. Perfis da fase desenrolada extraídos dos interferogramas diferenciais calculados para o traço 52. O perfil 4 (A4-A4’), traçado na zona NW do Pico (cf. *Figure 5* da secção 4.3. para identificar a sua localização) tem 5 km de comprimento entre o primeiro (A4, aos 0 km) e último ponto (A4’, aos 5 km). Os valores da variação do alcance (*range change*) são representados em milímetros (mm). Os perfis traçados sobre os pares co-sísmicos aparecem com círculos vermelhos e os perfis traçados nos interferogramas pré-sísmicos aparecem com traço contínuo. A preto (ponto-linha) está também representado o perfil traçado sobre o interferograma atmosférico simulado correspondente a cada grupo.

A abordagem utilizada para a modelação da deformação co-sísmica, não considerou os perfis dos interferogramas inversos, mas apenas os perfis dos interferogramas do traço 52 indicados na Tabela 3.4..

Na análise que se segue determinou-se, em cada interferograma, a diferença da variação do alcance (*range change*) entre o primeiro ponto (A4) e último ponto (A4') do perfil 4 traçado nos interferogramas pré- e co-sísmicos. Esta diferença pode ser formulada matematicamente através da seguinte expressão:

$$\Delta\Delta\rho_{ij} = [\Delta\rho_{ij}]_{A4'} - [\Delta\rho_{ij}]_{A4} \quad (4-1)$$

onde i representa o índice da época da imagem de referência (t_i) e j o índice da época da imagem escrava (t_j). A diferença dupla ($\Delta\Delta\rho_{ij}$) representa uma diferença temporal ($t_i - t_j$) e uma diferença espacial ($A4' - A4$). O cálculo destas diferenças é semelhante ao cálculo efectuado para determinar as diferenças de atraso troposférico diferencial sobre os interferogramas atmosféricos simulados (§ 4.2., *item 3.2. Atmospheric contribution*), mas agora estas medições são realizadas sobre os interferogramas calculados com os dados SAR. A designação atribuída à diferença dupla é idêntica em ambos os casos para que haja uma melhor compreensão do contexto destas medições. O conjunto das diferenças $\Delta\Delta\rho_{ij}$ constitui o conjunto de observações do ajustamento pretendido. A modelação matemática deste ajustamento pode realizar-se através da inversão de um modelo linear simples do tipo $\mathbf{Ax} = \Delta\Delta\rho_{ij}$. Este problema inclui 7 parâmetros (\mathbf{x}), que correspondem às épocas de observação, ou seja às datas de aquisição das imagens SAR, e 21 observações ($\Delta\Delta\rho_{ij}$), que correspondem às diferenças $\Delta\Delta\rho_{ij}$, medidas em milímetros.

Cada linha da matriz \mathbf{A} do sistema linear é constituída por zeros, excepto para as colunas correspondentes às épocas i e j do par correspondente. A resolução do sistema de equações necessita ainda da introdução de uma equação independente suplementar ($\Delta\Delta\rho_{ij} = 0$), para tal adicionou-se a linha (1 1 1 1 1 1 1) à matriz \mathbf{A} e (0) à matriz $\Delta\Delta\rho_{ij}$. O conjunto de matrizes do sistema definem-se assim da seguinte forma:

$$\mathbf{A} = \begin{pmatrix} -1 & 1 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ -1 & 0 & 1 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ -1 & 0 & 0 & 1 & 0 & 0 & 0 \\ -1 & 0 & 0 & 0 & 1 & 0 & 0 \\ -1 & 0 & 0 & 0 & 0 & 1 & 0 \\ 0 & -1 & 1 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & -1 & 0 & 1 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & -1 & 0 & 0 & 1 & 0 & 0 \\ 0 & -1 & 0 & 0 & 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & -1 & 1 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & -1 & 0 & 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & -1 & 0 & 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & -1 & 0 & 0 & 0 & 1 \\ 0 & 0 & 0 & -1 & 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & -1 & 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & -1 & 0 & 0 & 1 \\ 0 & 0 & 0 & -1 & 0 & 0 & 1 \\ 0 & 0 & 0 & -1 & 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & -1 & 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & -1 & 1 & 0 \\ 1 & 1 & 1 & 1 & 1 & 1 & 1 \end{pmatrix} \Delta\Delta\rho = \begin{pmatrix} 5,9976 \\ -11,6172 \\ -11,6228 \\ -18,2084 \\ 7,5124 \\ 44,5788 \\ -23,6208 \\ 3,8892 \\ -7,5684 \\ -4,4072 \\ 19,7428 \\ 5,6672 \\ -1,9460 \\ 1,6604 \\ 21,5264 \\ -3,6316 \\ -3,0716 \\ -5,1940 \\ 1,6044 \\ 50,2516 \\ 26,1100 \\ 0 \end{pmatrix} \mathbf{X} = \begin{pmatrix} \Delta\rho_{\text{época 4706}} \\ \Delta\rho_{\text{época 8714}} \\ \Delta\rho_{\text{época 22585}} \\ \Delta\rho_{\text{época 2912}} \\ \Delta\rho_{\text{época 23086}} \\ \Delta\rho_{\text{época 3413}} \\ \Delta\rho_{\text{época 17942}} \end{pmatrix}$$

As diferentes componentes de $\Delta\Delta\rho$ não são homogêneas em precisão, pois a separação temporal e orbital varia de par para par interferométrico, conferindo uma precisão maior ou menor aos valores medidos sobre os perfís, em função naturalmente, do nível de coerência dos interferogramas correspondentes. Para simplificar o sistema, considerou-se, numa primeira aproximação, todas as observações com igual precisão e assumiu-se para tal o valor de 7 mm, que corresponde a $\frac{1}{4}$ de ciclo de fase.

A solução do sistema linear foi então resolvido pelo MMQ que pode ser formulado da seguinte forma:

$$\begin{cases} AX + V = \Delta\Delta\rho \\ V^T P V \text{ mínimo} \end{cases} \quad (4-2)$$

onde P corresponde à matriz de pesos e V é a matriz dos resíduos. A solução do problema definido em 4-2 passa pela resolução do seguinte sistema:

$$\begin{aligned} N &= A^T P A \\ \hat{X} &= N^{-1} A^T P B \\ \hat{V} &= B - A X \end{aligned} \quad (4-3)$$

onde $B = \Delta\Delta\rho_{ij}$ são as observações e X são os parâmetros do sistema. As matrizes A , P e V foram já definidas anteriormente.

A Tabela 4.1. apresenta a solução do sistema 4-3, para o conjunto de dados deste problema:

Tabela 4.1. Solução determinada pelo MMQ para a estimação dos valores da matriz X .

Período sísmico	X	Média	dx
Pré-sísmico	-2.4		4.3
	2.6		4.3
	-8.9	-3.7	4.3
	1.4		4.3
	-11.9		4.3
Co-sísmico	-3.3		4.3
	22.4	22.4	4.3

onde X são as estimativas da variação do alcance em cada época, e dx a incerteza a elas associadas.

Considerando os resultados da solução apresentada na Tabela 4.1., modelou-se matematicamente a série temporal das observações interferométricas através de uma função do tipo Heaviside (Figura 4.2.). Como se pode observar na figura, a variação do alcance é visivelmente marcada no intervalo entre 1995 e 1998. Esta variação é atribuída nesta análise à deformação gerada pelo sismo de 9 de Julho de 1998.

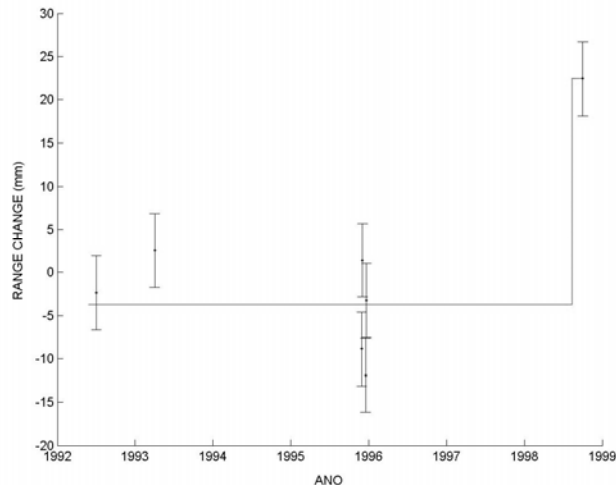


Figura 4.2. Resultados do ajustamento da série temporal dos perfis traçados sobre os interferogramas do traço 52. O modelo matemático usado para ajustar os valores estimados pela solução MMQ é representado pela função matemática Heaviside.

A variação do alcance observada no ‘salto’ co-sísmico da Figura 4.2. é significativamente superior a qualquer variação no período pré-sísmico. As pequenas variações verificadas no período pré-sísmico estão associadas a perturbações do sinal electromagnético causadas por efeitos atmosféricos ou perda de coerência. Contudo, o ruído associado às medições no período pré-sísmico é significativamente inferior (aproximadamente 10 mm) quando comparado com o sinal co-sísmico, onde podemos observar uma variação do alcance de 26 mm. Tendo em conta que uma franja interferométrica corresponde a 28 mm de variação relativa do alcance, pode concluir-se que a franja observada nos interferogramas co-sísmicos corresponde a deformação do solo gerada pelo efeito do sismo de 1998.

Na Figura 4.3. comparam-se ainda as observações $\Delta\Delta\rho_{ij}$ com os valores correspondentes estimados pelo MMQ. A maior discrepância nesta solução (~26 mm) corresponde ao interferograma 951110-980925 (órbitas 2912-17942), que apesar de ser o interferograma co-sísmico, avaliado no Capítulo 3, secção 3.5., com melhor coerência é também o interferograma do período co-sísmico, do traço 52, que apresenta uma ambiguidade da altitude menor ($H_a = 36$ m). A justificação desta inconsistência não pode ser fundamentada com rigor, porque nem a coerência é elevada, é apenas superior à dos outros interferogramas do período co-sísmico, nem os dados considerados nas duas situações são equivalentes, sendo que agora trata-se apenas da informação extraída em dois pontos de um perfil. A segunda maior

discrepância em termos de resíduos (~20 mm) corresponde ao par 920609-980925 (órbitas 4706-17942), mas ao qual está associado um elevado intervalo de tempo (cerca de 6 anos) que pode constituir a principal causa desta discrepância. Os valores estimados, no período co-sísmico, mais concordantes com as observações correspondem aos interferogramas 930316-980925 (órbitas 8714-17942) e 951215-980925 (órbitas 3413-17942), com resíduos de -0.12 mm e 0.42 mm, respectivamente.

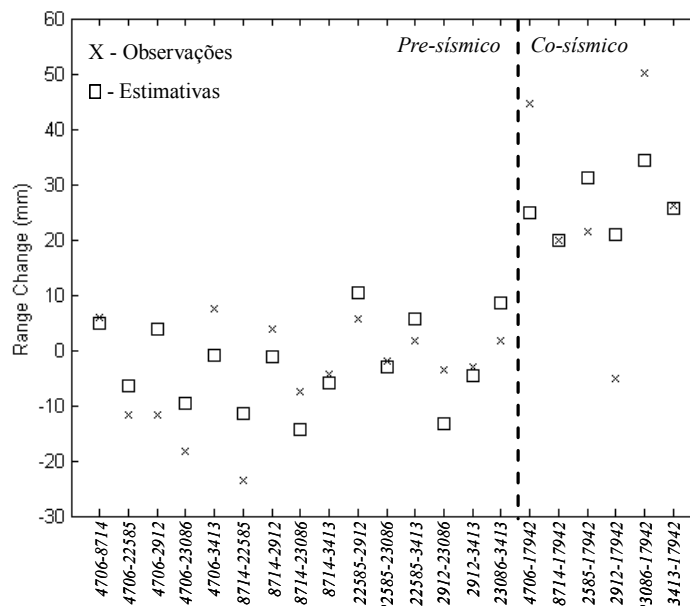


Figura 4.3. Comparação entre as observações interferométricas e os valores estimados pelo MMQ. A linha vertical representa a separação entre os interferogramas do período pré-sísmico (à sua esquerda) e co-sísmico (à sua direita). As observações são representadas por cruces e os valores estimados para a variação do alcance (*range change*) estão representados por quadrados.

Na solução apresentada (a partir de agora designada por solução I), consideram-se as diferentes componentes da matriz $\Delta\Delta\rho$ homogêneas em precisão. No entanto, dado que cada par interferométrico tem uma separação orbital e uma separação temporal diferente, assim como diferentes incertezas associadas a possíveis perturbações de natureza atmosférica, este pressuposto pode não ser correcto. Para avaliar a robustez desta solução realizaram-se então outros três ajustamentos:

- i. Ajustamento II: neste ajustamento consideraram-se os mesmos pressupostos colocados na solução I, mas consideraram-se apenas as observações com resíduos do ajustamento I inferiores a 20 mm. Estes resíduos foram

determinados pela diferença entre as observações e as estimativas dadas pela solução I.

- ii. Ajustamento III: Neste ajustamento atribuíram-se, às observações da solução II, pesos equivalentes ao inverso do quadrado dos resíduos da solução I.
- iii. Ajustamento IV: considerou-se uma incerteza ($\sigma_{\Delta\rho_{ij}}$) associada a cada observação determinada com base nos seguintes factores: incertezas associadas à separação orbital (σ_o), incertezas associadas à separação temporal (σ_t) e incertezas associadas ao ruído troposférico (σ_n), tal que:

$$(\sigma_{\Delta\rho_{ij}})^2 = (a\sigma_o)^2 + (b\sigma_t)^2 + (c\sigma_n)^2 \quad (4-4)$$

onde os factores a, b e c foram determinados empiricamente a partir de alguns constrangimentos assumidos *a priori*.

A Tabela 4.2. apresenta as melhores estimativas para a variação do alcance no período co-sísmico ('salto' co-sísmico) determinadas para cada solução. A variação do alcance foi de 26 ± 6 mm, 28 ± 5 mm e de 25 ± 2 mm, para as soluções I, II e III, respectivamente. Para a solução III determinou-se também o qui-quadrado reduzido χ_r^2 (i.e., o χ^2 por grau de liberdade). Para o efeito, consideraram-se 12 graus de liberdade (19 observações e 7 parâmetros estimados) e após o ajustamento, o χ_r^2 da solução III foi de 0.4. Um χ_r^2 próximo de 1.0 indica que os erros das observações, assumidos *a priori* (ou seja, os pesos), são estatisticamente consistentes com os resíduos. Esta situação não se verifica na solução III, porque o $\chi_r^2 \ll 1$. As possíveis causas desta situação podem estar associadas ao valor erróneo dos pesos atribuídos ou então ao modelo de dados que não se ajusta bem ao fenómeno físico em causa. Considerando a primeira hipótese como a causa mais provável, realizou-se o quatro ajustamento (solução IV da Tabela 4.2.) utilizando as incertezas dadas pela equação 4-4. O resultado obtido para esta solução é de 25 ± 6 mm para a estimação do 'salto' co-sísmico e 0.8 para o χ_r^2 . Embora as incertezas atribuídas às observações sejam empiricamente determinadas, a solução resultante e a incerteza a ela associada são estatisticamente aceitáveis, revelando uma boa concordância entre o modelo estatístico e o modelo físico. Note-se que os valores para os 'saltos' co-sísmicos são nas várias soluções muito próximos, significando que, neste caso, tratar os dados de igual forma ou atribuir-lhes um peso diferente não afecta substancialmente o desvio padrão dos erros aleatórios nos dados. A presença de uma variação aleatória pode

dificultar a escolha da melhor estratégia considerando ou observações não “pesadas” ou observações “pesadas”. Perante os resultados obtidos adoptou-se como solução do problema colocado a solução I.

É óbvio que a interpretação destes resultados depende fortemente da imagem adquirida após o sismo 980925 (órbita 17942). Mas mesmo que esta imagem possa estar eventualmente contaminada por efeitos atmosféricos que façam variar o alcance em alguns milímetros, tal artefacto terá uma magnitude muito inferior ao ‘salto’ co-sísmico observado. Esta situação revela que a incerteza que se atribuiu a cada observação na equação 4-4 avalia correctamente o eventual ruído troposférico presente nas aquisições SAR incluídas no ajustamento.

Tabela 4.2. Soluções obtidas pelo MMQ nos quatro ajustamentos realizados.

Solução	'salto' co-sísmico (mm)	σ (mm)	χ^2 reduzido
I	26	6	—
II	28	5	—
III	25	2	0.4
IV	25	6	0.8

4.4. RESULTADOS INTERFEROMÉTRICOS NO FAIAL

A zona de maior deformação gerada pela ocorrência do sismo de 1998 ocorreu na ilha do Faial (Fernandes *et al.*, 2002). No entanto, a captação do sinal co-sísmico através de interferometria SAR diferencial foi impossível de obter nesta ilha. Os factores mais prováveis para esta situação prendem-se com a falta de coerência interferométrica e com a inadequação da geometria SAR, nesta situação particular. Após uma análise detalhada do tipo de mecanismo focal do sismo de 1998 verificou-se que a geometria da visada do satélite, nesta região e para este evento, não era favorável à captação do sinal co-sísmico. Um dos factores que mais contribuíram para esta situação prendeu-se com o tipo de movimento do solo gerado pelo sismo. A variação do alcance só pode ser detectada por DInSAR quando o movimento no solo ocorre numa direcção distinta à direcção do traço da trajectória do satélite, ou seja numa direcção não perpendicular à linha da visada do satélite quando projectada no solo (cf. Anexo B, secção B.4.1.). Segundo Feigl (2002), a variação do alcance pode ser traduzida pelo produto escalar entre o vector deslocamento r e o vector v , designado por vector unitário da visada:

$$-D_p = r \cdot v \quad (4-5)$$

O vector ν é determinado por duas quantidades: o ângulo de incidência da visada do radar (pela vertical) e o azimute (a_z) do traço da trajetória do satélite no solo (pelo Norte) (para os satélites ERS, $a_z \approx 190^\circ$ para órbitas descendentes e $a_z \approx 13^\circ$ para órbitas ascendentes). Por convenção, o sinal da equação 4-5 indica que para um movimento de elevação produz-se um valor positivo de $r \cdot \nu$ e uma diminuição no valor do alcance.

Para os traços 281 e 52 o vector unitário da visada, definido num sistema de coordenadas (*Este, Norte, Vertical*), tem as componentes (0.46, -0.09, 0.88) e (0.39, -0.08, 0.91), respectivamente. A Figura 4.6. apresenta dois interferogramas sintéticos, para a ilha do Faial, produzidos a partir dos modelos propostos por Fernandes *et al.* (2002) e do vector unitário da visada correspondente ao traço 52. Os resultados são muito idênticos, usando o vector unitário da visada correspondente ao traço 281, por isso dispensou-se a sua representação. Estes interferogramas representam a projecção no solo da deformação segundo a direcção de vista do satélite, em ciclos de fase ($0-2\pi$) (cf. expressão B-16). Considerando qualquer um dos modelos geofísicos propostos verifica-se que, com esta geometria de aquisição e em condições ideais de correlação, menos de uma franja interferométrica (~ 3 cm) seria detectada na zona oriental da ilha onde foi medida através de GPS uma deformação horizontal de cerca de 8-9 cm (Figura 4.5.). Embora a deformação co-sísmica detectada no Pico tenha sido também na ordem dos 3 cm, as condições de terreno são completamente diferentes. A topografia do Faial nesta região é dominada pelo relevo do *Graben* Pedro Miguel e as distorções geométricas nas imagens SAR nesta zona são enormes, não favorecendo a captação do sinal co-sísmico, mesmo que se verificassem boas condições de correlação .

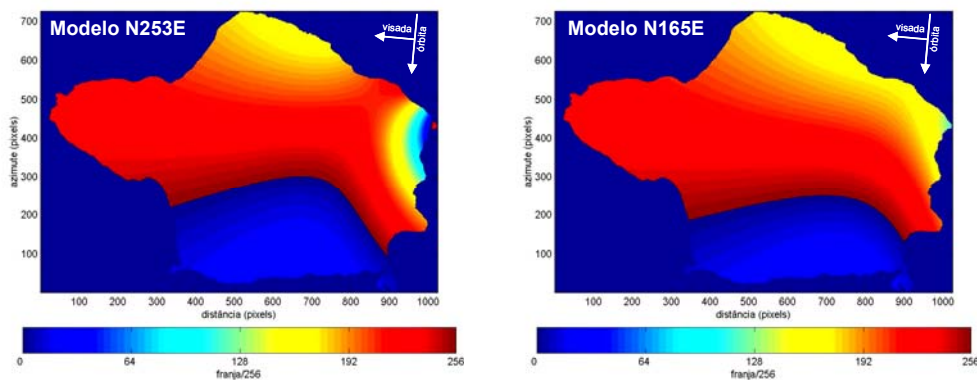


Figura 4.4. Interferogramas sintéticos da deformação co-sísmica no Faial produzidos a partir dos modelos geofísicos propostos por Fernandes *et al.* (2002) (modelo de falha N253°E à esquerda e modelo de falha N165°E à direita) e do vector visada do traço 52.

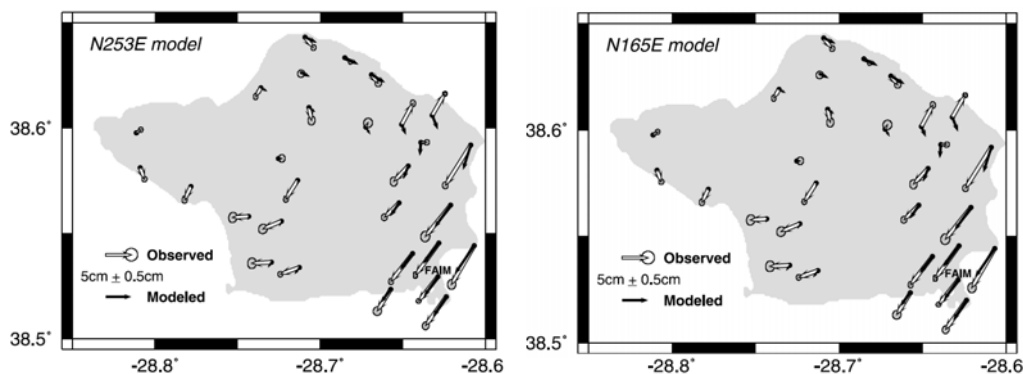


Figura 4.5. Mapa dos deslocamentos horizontais co-sísmicos obtidos a partir de observações GPS. Os vectores a cinzento representam os deslocamentos observados e a preto os vectores resultantes dos modelos de deslocação N253°E (à esquerda) e N165°E (à direita) (extraído de Fernandes *et al.*, 2002).

Estes resultados podem também ser avaliados numericamente. Para tal, efectuou-se o produto escalar entre o vector deslocamento, fornecido pelo GPS, e os vectores unitários da visada do satélite em cada traço. O resultado deste produto permite quantificar o valor da variação do alcance nas estações geodésicas onde foram realizadas observações GPS. Na Tabela 4.3. estão representadas as componentes *este* e *norte* dos vectores deslocamento horizontal, para 8 estações no Faial (ver Figura 4.6. para identificar as suas localizações), as componentes *este* e *norte* dos vectores unitários da visada dos traços 52 e 281, e as variações do alcance d52 e d281, resultantes do efeito co-sísmico, para cada estação, em cada traço. Para as estações para as quais o GPS detecta maior deformação (por exemplo, Canadadinha), a técnica DInSAR apenas poderia captar uma variação do alcance de cerca de 1.3 cm, que corresponde a menos de metade de uma franja interferométrica. Para os restantes casos os valores são ainda menos significativos. Verifica-se também, que as diferenças da variação do alcance determinadas em cada traço são também muito pequenas, pois a geometria da visada é muito idêntica.

Considerando os resultados obtidos, pode concluir-se que mesmo nas melhores condições de correlação interferométrica (i.e., ausência de vegetação, relevo pouco acentuado, separação temporal reduzida entre imagens do mesmo par interferométrico e condições geométricas de aquisição das imagens SAR idênticas), a deformação no solo provocada pelo sismo de 9 de Julho de 1998 dificilmente seria detectada pelos sensores radar dos satélites ERS-1 e ERS-2, devido à geometria da visada e à direcção do deslocamento no solo. Actualmente, e com o sensor ASAR do satélite ENVISAT operacionável, as condições de aquisição são diferentes, pois este

sensor permite obter imagens SAR com diferentes ângulos de incidência, e no caso de serem usadas imagens destes sensores os resultados poderiam ser um pouco melhores.

Tabela 4.3. Deslocamentos co-sísmicos estimados por GPS (componentes *Este* e *Norte* do vector deslocamento) e DInSAR (componente deformação, segundo a visada do radar, d52 no traço 52, e d281 no traço 281, para 8 estações GPS no Faial identificadas pelas suas coordenadas cartográficas no sistema UTM (Zona 26) (cortesia dos autores da publicação Fernandes *et al.*, 2002).

Estação GPS	UTM		GPS		Traço 52			Traço 281		
	X [m]	Y [m]	E [cm]	N [cm]	E [cm]	N [cm]	d52 [cm]	E [cm]	N [cm]	d281 [cm]
Monte das Moças (MMOC)	358018.7	4265827	-3.7	-4.7	0.39	-0.08	-1.07	0.46	-0.09	-1.28
Espalmaca (ESPA)	359976.8	4267426	-4.4	-7.5	0.39	-0.08	-1.12	0.46	-0.09	-1.35
Canadinha (CANA)	359865.3	4272708	-4.9	-7.8	0.39	-0.08	-1.29	0.46	-0.09	-1.56
Alto da Pedreira (APED)	357259.8	4272897	1.1	0.0	0.39	-0.08	0.43	0.46	-0.09	0.51
Fontainhas (FONT)	354373.4	4273761	0.4	0.8	0.39	-0.08	0.09	0.46	-0.09	0.11
Lomba dos Espalhafatos (LESP)	357885.9	4274312	2.4	4.2	0.39	-0.08	0.60	0.46	-0.09	0.73
Tambroso (TAMB)	356247.3	4273859	2.2	4.1	0.39	-0.08	0.53	0.46	-0.09	0.64
Vigia (VIGI)	354715.5	4276519	1.3	-1.7	0.39	-0.08	0.64	0.46	-0.09	0.75

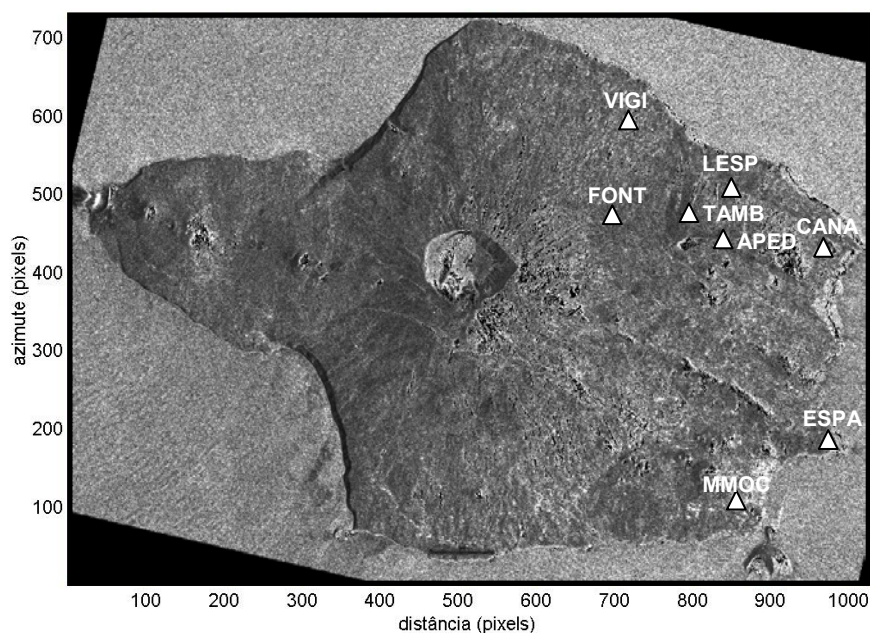


Figura 4.6. Localização das estações GPS que serviram de base para a análise efectuada na Tabela 4.3., representadas sobre uma imagem SAR de amplitude da ilha do Faial.

CAPÍTULO 5

Cinemática da região Pico-Faial deduzida a partir de observações GPS

5.1. Introdução.....	104
5.2. Histórico geodésico: passado e presente	104
5.3. Revisão dos resultados geodésicos	106
5.3.1. Escala regional: Açores	106
5.3.2. Escala local: Pico-Faial	110
5.4. A rede SARTANGO	114
5.5. As campanhas de observação SARTANGO	117
5.6. Metodologia e processamento dos dados	117
5.7. Análise dos resultados.....	121
5.8. Discussão e conclusões	130
5.8.1. Campo de velocidades horizontais	130
5.8.2. Distribuição da deformação	136
5.8.3. Taxa de deformação vertical.....	138

5.1. INTRODUÇÃO

Este capítulo destina-se a apresentar a deformação activa da região Pico-Faial determinada através da análise de dados do Sistema de Posicionamento Global (*Global Positioning System*, GPS) adquiridos em 4 campanhas de observação realizadas entre 2001 e 2006. Sendo que o GPS é uma tecnologia devidamente comprovada, principalmente em estudos de deformação da crosta terrestre, dispensa-se a sua apresentação nesta dissertação. Para o leitor interessado nos detalhes relacionados com o modo de funcionamento do GPS aconselha-se a consulta de bibliografia específica, tal como Wells *et al.* (1987), Leick (1989), Leick (1995), Langley (1996) e Hofmann-Wellenhof *et al.* (1997). Os resultados geodésicos (posições e velocidades) obtidos neste trabalho são relativos a um sistema de referência terrestre global, o *International Terrestrial Reference Frame 2000* (ITRF2000). Este sistema é devidamente descrito por Boucher e Altamimi (1996), Altamimi *et al.* (2002). Finalmente, o campo de velocidades horizontais obtido para a região Pico-Faial foi comparado com as velocidade estimadas pelo modelo cinemático global, NUVEL-1A. DeMets *et al.* (1994) é a referência aconselhada para a consulta de uma descrição detalhada deste modelo.

Seguidamente é feito um breve resumo do historial geodésico na região Pico-Faial e dos principais resultados encontrados de modo a confrontá-los no final deste capítulo com os resultados obtidos neste trabalho.

5.2. HISTÓRICO GEODÉSICO: PASSADO E PRESENTE

Segundo Pagarete *et al.* (1990) e Pagarete *et al.* (1998), as primeiras observações geodésicas nos Açores datam do fim do século XIX (1890-1898). Desde então, as campanhas de observação geodésicas clássicas realizaram-se de modo mais sistemático em diferentes épocas do século XX (1934-1940, 1948, 1951-1957, 1967, 1980, 1987-1988). Grande parte destas campanhas tiveram como principal objectivo a instalação e a actualização da rede geodésica da região. Em particular, a ilha do Faial foi alvo de diversos levantamentos topográficos, durante o período de erupção do vulcão dos Capelinhos, de modo a ser estudada a evolução da superfície topográfica da ilha (Machado *et al.*, 1959). Uns anos mais tarde, na década de 80, intensificou-se o interesse no domínio da geodinâmica em relação à região dos Açores e surgiram novos trabalhos de análise dos dados geodésicos clássicos (Pagarete *et al.*, 1990; Pagarete *et al.*, 1998). Nos finais da década de 80 as técnicas de geodesia espacial, em particular o GPS, foram pela primeira vez utilizadas na região dos Açores. O projecto TANGO (*Trans-Atlantic Network for Geodynamics and Oceanography*)

(Bastos *et al.*, 1991; Bastos *et al.*, 1998) surgiu como o projecto motor para a instalação de redes de observação GPS no arquipélago dos Açores. Este projecto centrou-se no estudo e na análise da geodinâmica da região Açores-Gibraltar e no estudo da configuração da Junção Tripla dos Açores, utilizando para o efeito o campo de velocidades absolutas resultante das observações GPS efectuadas em estações regionais distribuídas por todas as ilhas do Arquipélago. A rede inicial TANGO foi composta por estações nos arquipélagos dos Açores, da Madeira, das Canárias, em Portugal Continental e no Estreito de Gibraltar. A subrede açoriana consistiu, numa primeira fase, apenas numa estação por ilha (nove estações no total). A primeira campanha de observação realizou-se em 1988. Posteriormente, realizaram-se outras campanhas de reobservação que decorreram em 1991, 1993, 1994, 1997, 1999, 2000, 2001 e 2003. Durante a campanha de 1999, e devido à colaboração iniciada com o *Delft Institute for Earth-Oriented Space Research* (DEOS) e com o Observatório Astronómico da Universidade do Porto (OAUP), instalaram-se 26 novas estações GPS no grupo central do arquipélago dos Açores de modo a permitir a realização de estudos geodinâmicos mais detalhados (Fernandes *et al.*, 2003; Fernandes *et al.*, 2004; Fernandes, 2004; Fernandes *et al.*, 2006). Em Outubro do ano 2000, uma das estações GPS da ilha do Faial (FAIM) ficou a operar em modo contínuo. A escolha da localização desta estação deveu-se à existência da elevada sismicidade registada na região circundante à ilha e em particular à ocorrência do sismo de 1998. Em Outubro 2001, instalou-se outra estação GPS permanente, na ilha Terceira (estação TERC) (Fernandes *et al.*, 2004). Ainda em 2001, o Centro de Geofísica da Universidade de Lisboa (CGUL), o Instituto das Ciências da Terra e do Espaço (ICTE), em colaboração com DEOS e o OAUP, e no âmbito dos projectos STAMINA (Navarro *et al.*, 2003) e SARAÇORES (Catita *et al.*, 2004), adicionaram 30 novas estações nas ilhas Terceira (em Maio de 2001), Faial e Pico (em Outubro de 2001). O adensamento da rede TANGO nas ilhas Terceira, Faial e Pico teve como principal objectivo o estudo dos deslocamentos tectónicos intra-ilhas e avaliar a deformação de origem vulcânica e tectónica em cada ilha. Estas redes foram observadas num regime de campanhas periódicas, com cerca de 2 anos de intervalo. A rede instalada no Faial e Pico, daqui em diante designada por rede SARTANGO, foi observada em 2001, 2003 e 2004 (no âmbito dos projectos TANGO e SARAÇORES) e em 2006 (no âmbito do projecto KARMA). Resultados preliminares da análise destes dados foram apresentados por Catita *et al.* (2005) e Catita *et al.* (2007). A rede instalada na ilha Terceira foi observada em 2001, 2003 (no âmbito dos projectos TANGO e STAMINA) e 2006 (no âmbito do projecto KARMA) (Navarro *et al.*, 2007). Para além dos já mencionados,

surgiram recentemente outros projectos para estudar os deslocamentos gerados por movimentações tectónicas, vulcânicas e escorregamentos de terras nas ilhas Faial, Pico e S. Jorge. Por exemplo, no âmbito do projecto DISPLAZOR foi implantada uma rede local de estações GPS distribuídas pelas ilhas Faial, Pico e S. Jorge, no ano de 2001 (Mendes *et al.*, 2004). A rede DIZPLAZOR consiste em 60 estações de observação GPS e foi pela primeira vez observada em 2001 e reobservada em 2004. Não existem até ao momento resultados publicados da análise destes dados.

No âmbito da vulcanologia, têm sido igualmente desenvolvidos projectos nos Açores, em particular na ilha de S. Miguel, que recorrem a técnicas geodésicas para monitorizar a deformação da superfície de alguns dos vulcões activos da região. Por exemplo, Jónsson *et al.* (1999) apresenta uma análise dos resultados do processamento dos dados GPS, adquiridos nos anos de 1993, 1994 e 1997 em 16 estações de observação instaladas nas imediações dos vulcões Furnas e Fogo (Água de Páu) da ilha de S. Miguel.

5.3. REVISÃO DOS RESULTADOS GEODÉSICOS

5.3.1. ESCALA REGIONAL: AÇORES

Os primeiros resultados da cinemática da região dos Açores resultaram da avaliação de cerca de 60 anos de observações geodésicas clássicas (1937-1994) (Pagarete *et al.*, 1990; Pagarete *et al.*, 1998). Estes resultados foram complementados com a análise de dados GPS de uma das campanhas de observação do projecto TANGO, em 1994. Segundo os autores, as observações efectuadas na rede de triangulação das ilhas do Grupo Central foram previligadas por constituírem o grupo mais interessante do ponto de vista da geodinâmica. Nestes trabalhos a análise dos movimentos intra-ilhas não são divulgados pois, segundo os autores, a amplitude dos movimentos seria inferior à precisão dos aparelhos utilizados nas observações. A Figura 5.1. apresenta os movimentos relativos e as respectivas velocidades entre as épocas 1937 e 1994 de algumas das bases geodésicas medidas. A elevada magnitude destes valores é, segundo os autores, devido ao facto do período de observação incluir a época de 1980, data da ocorrência do sismo de ilha Terceira (Hirn *et al.*, 1980). Na Figura 5.1. estão também representados os vectores deslocamento obtidos entre as épocas de 1937 e 1994, para algumas das estações do grupo Central. Os resultados obtidos reforçam, segundo os autores, o modelo de fronteira entre as placas Eurasiática e Africana proposta por Madeira e Ribeiro (1990) e Searle (1980).

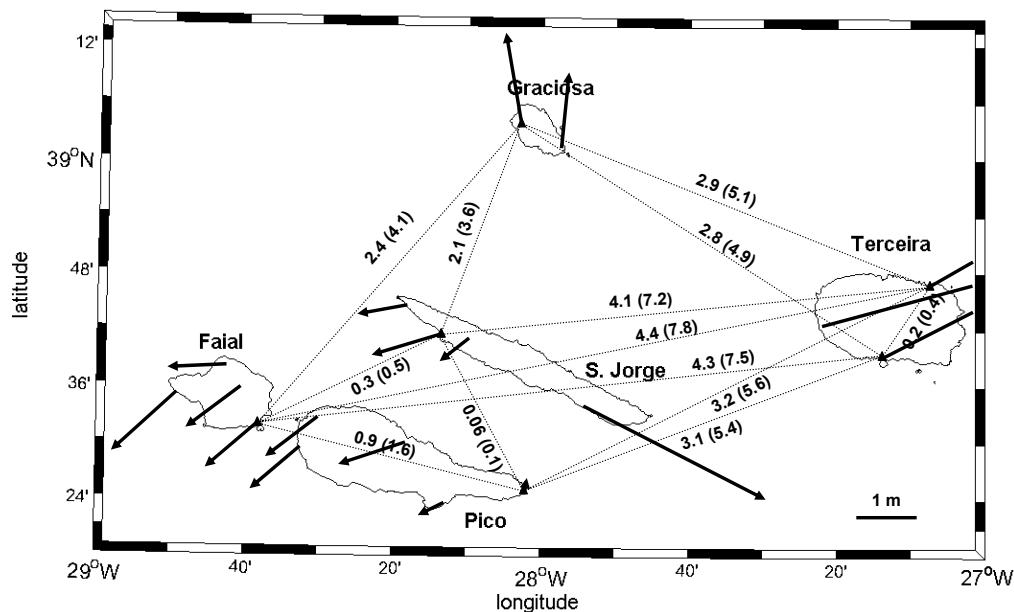


Figura 5.1. Deslocamentos relativos (em mm) e velocidades correspondentes (entre parêntesis, em cm/ano) entre '1937' e '1994' para algumas bases geodésicas consideradas no grupo central do Arquipélago dos Açores. Os vectores representam os deslocamentos absolutos no mesmo período de observação, no sistema de referência ITRF93 (adaptado de Pagarete *et al.*, 1998).

Os resultados da rede inicial TANGO foram primeiramente apresentados por Bastos *et al.* (1998) e corresponderam apenas ao período 1988-1994. Apesar da fraca precisão das soluções (ao nível centimétrico), este trabalho apresenta alguns resultados importantes nomeadamente, o movimento relativo entre as ilhas Graciosa e Corvo (que corresponde aproximadamente ao movimento diferencial entre as placas Eurasiática e Norte Americana próximo da latitude 39.5°N) avaliado em cerca de 25 mm/ano e o movimento relativo entre as ilhas S. Jorge e Pico que parece também apoiar o modelo proposto por Madeira e Ribeiro (1990) sobre a evidência de uma zona de fronteira divergente e transformante dextrógira, originando por isso uma transtensão significativa na zona do canal de S. Jorge (Figura 5.2.).

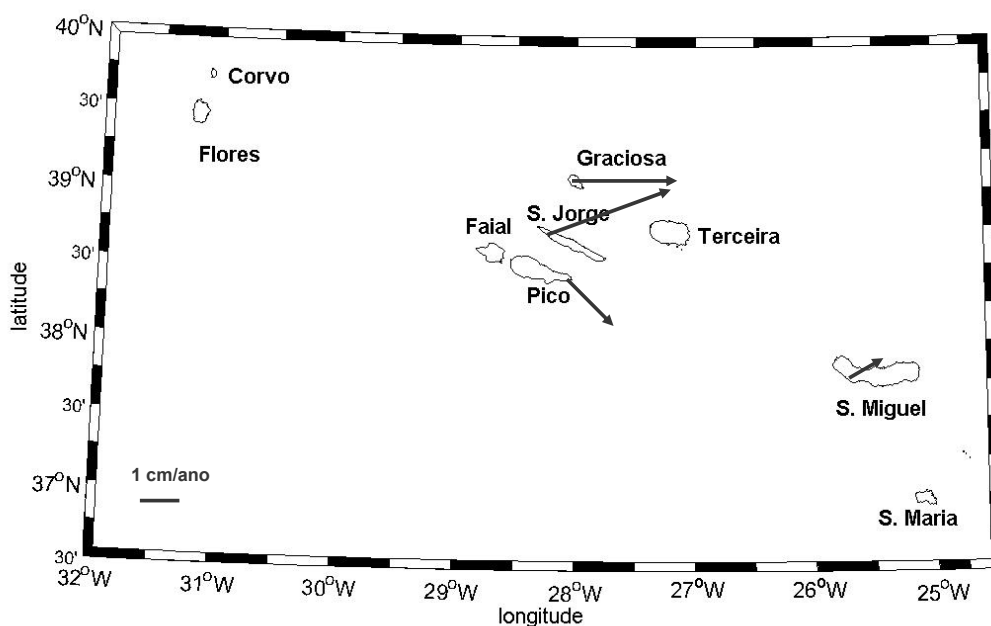


Figura 5.2. Taxa de deformação anual de 4 estações GPS da rede TANGO, obtida no período de 1988 – 1994 relativas ao sistema de referência ITRF93 (adaptado de Bastos *et al.*, 1998).

Fernandes *et al.* (2004) re-analisou dados GPS da rede TANGO adquiridos no período de 1993 a 2000. Nestes resultados, é feita uma re-avaliação da taxa de abertura da Dorsal Média do Atlântico, à latitude das ilhas Corvo e Graciosa, de cerca de 23 mm/ano, apresentando assim uma maior consistência com os valores previstos pelos modelos cinemáticos globais NUVEL-1A e com os resultados dos estudos baseados nos valores das anomalias magnéticas locais (Luís *et al.*, 1994). Neste trabalho é ainda identificada a zona de deformação activa entre as placas Eurasiática e Africana na região dos Açores. Segundo os autores, esta zona corresponde a uma pequena banda litosférica que segue a direcção da disposição das ilhas do arquipélago, limitada a noroeste pela ilha Graciosa (localizada na placa Eurasiática) e a sul pela ilha de Santa Maria (localizada na placa Africana). A parte mais oriental da Ilha do Pico, segundo os autores, está também localizada na placa Africana. As restantes ilhas do grupo central do arquipélago (Faial, S. Jorge, parte ocidental do Pico e Terceira) correspondem a um padrão intermédio entre a Eurásia “pura” e a África “pura” e por isso são classificadas como pertencendo à zona de deformação activa inter-placas. Os trabalhos mais recentes de re-análise dos dados das redes TANGO vêm apenas refinar os resultados dos trabalhos anteriores (Fernandes, 2004; Fernandes *et al.*, 2006). Estes resultados contemplam dados de mais uma campanha de observação GPS, realizada em 2001, e beneficiam de um maior investimento nas metodologias do processamento desses dados. Com base nos novos resultados, estes autores

apresentam um modelo da área de deformação activa dos Açores baseado num modelo de semi-espço elástico (Okada, 1985), designado por DEOSVel. A realização deste modelo teve como constrangimentos o campo de velocidades, determinado pelas observações GPS no período de 1993 a 2001, e dados geofísicos adicionais (e.g., anomalias magnéticas). O modelo DEOSVel foi usado na análise das discrepâncias entre as velocidades horizontais das estações locais e as velocidades das placas Eurasiática, Africana e Norte Americana estimadas pelo modelo cinemático global NUVEL-1A. Segundo os autores, o modelo DEOSVel é mais preciso do que outros modelos para explicar a cinemática da região dos Açores. Ainda com base no modelo DEOSVel, os autores definem dois possíveis segmentos da fronteira interplacas (Eurásia e África): um dos segmentos é definido entre S. Miguel e a Terceira, e o outro entre o Faial e a DMA. Na Figura 5.3. é apresentado o esquema do modelo de Fernandes (2004) para a cinemática actual da Junção Tripla dos Açores.

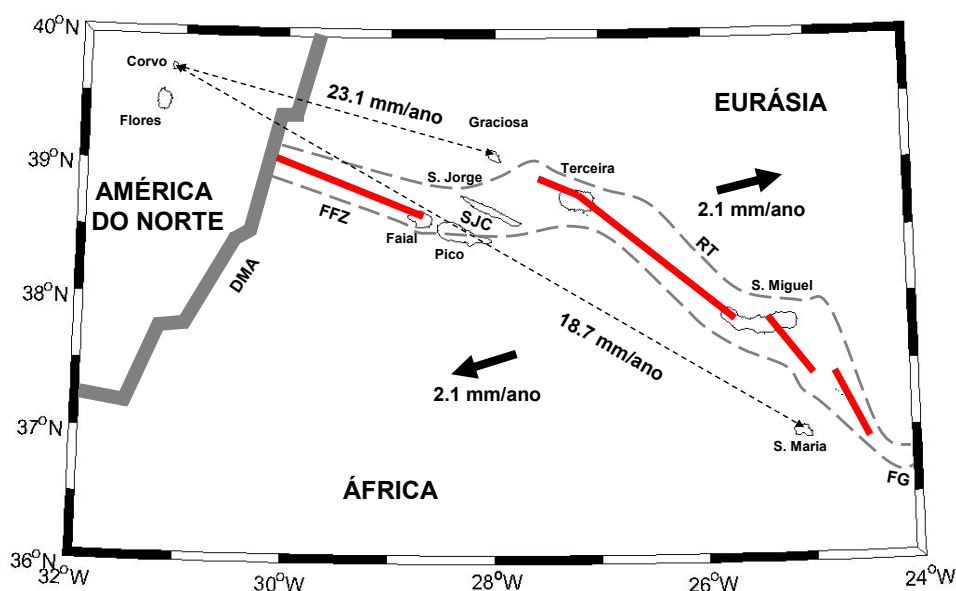


Figura 5.3. Esquema simplificado do modelo da cinemática actual da região da Junção Tripla dos Açores. A faixa de deformação (representada a tracejado longo) é deduzida a partir dos resultados GPS das campanhas TANGO e os segmentos de fronteira de placas (representados com traço cheio) foram estimados pelo modelo de deformação elástica. A taxa de abertura, de 2.1 mm/ano, entre a Eurásia e Núbia foi estimada pelo modelo DEOSVel e os comprimentos das bases Corvo-S. Maria e Corvo-Graciosa (representadas a tracejado curto) foram determinadas por GPS. As estruturas tectónicas representadas são: RT-Rift da Terceira; DMA-Dorsal Média do Atlântico; FFZ-Zona de Falha do Faial; SJC-Canal de S. Jorge; FG-Falha da Glória (simplificação adaptada de Fernandes (2004), pp. 144).

5.3.2. ESCALA LOCAL: PICO-FAIAL

Nas ilhas Faial e Pico, as primeiras observações com o rigor necessário para as aplicações geodésicas correspondem ao período de 1937-1940. Neste período observaram-se, nos vértices da rede geodésica do Faial, 345 direcções, uma distância e um azimute (Pagarete *et al.*, 1990). Em 1937 estabeleceu-se o *datum* geodésico Monte das Moças, na ilha do Faial. As coordenadas geodésicas deste vértice foram determinadas a partir da observação de um conjunto de direcções definidas entre pontos localizados nas cinco ilhas do grupo central dos Açores. Nessa época, as coordenadas astronómicas do Monte das Moças e o azimute astronómico observado para o Cabeço Brasil (Ilha do Pico) definiam a origem e a orientação da rede geodésica do grupo central do Arquipélago (Tabela 5.1.). A escala foi obtida a partir das medições, com fios de ínvar de comprimento variável entre os 1000 e os 2000 m, de pequenas bases geodésicas em cada uma das ilhas. Mais tarde, verificou-se que o local do Monte das Moças apresentava um gradiente elevado do geóide e conseqüentemente, um elevado valor da deflecção da vertical. Assim, em 1942, decidiu-se estabelecer outra estação astronómica para a referência do *datum* nesta região. Esta referência localiza-se na ilha Graciosa e constitui, actualmente, o *datum* mais utilizado na cartografia da região. Em 1956 todas as coordenadas dos vértices pertencentes à rede geodésica nacional das ilhas do grupo central dos Açores foram recalculadas com base no novo *datum* Graciosa e publicados pelo então Instituto Geográfico e Cadastral (IGC), actual Instituto Geográfico Português (IGP). Estas coordenadas correspondem apenas a uma transformação das coordenadas antigas referidas agora ao *datum* Graciosa.

Tabela 5.1. Coordenadas do vértice geodésico Monte das Moças relativas ao *datum* Monte das Moças e ao *datum* Graciosa.

	Latitude	Longitude	Azimute	Cota
<i>Datum</i> Monte das Moças	38° 31' 36.372"	-28° 37' 47.475"	82° 22' 46.66"	
<i>Datum</i> Graciosa	38° 31' 46.677"	-28° 37' 47.8529"		59.937

Em 1967 foram também observadas várias distâncias com aparelhos electro-ópticos no Faial, Pico e S. Jorge, e em 1987 praticamente toda a rede geodésica do Faial foi observada tanto em planimetria (direcções) como em altimetria (distâncias zenitais), pelo IGC, com o objectivo de monitorizar e actualizar o referencial geodésico existente na região (Alves, 1987 e 1988). Embora a série temporal de dados geodésicos nestas ilhas seja longa, as condições em que foram obtidos não permitem uma aplicação rigorosa à área da geodinâmica. Entre outros, a pouca precisão das observações

efectuadas, devido ao tipo de instrumentos utilizados e ao método de observação, a precária estabilidade dos pilares utilizados como suporte dos instrumentos de medida (teodolitos e distanciómetros), a existência de diferentes *data* (na década de 40 - Monte das Moças/elipsóide internacional, e na década de 90 – Graciosa/WSG84) e a dificuldade na determinação correcta da superfície do geóide de modo a relacionar correctamente as altitudes elipsóidais determinadas na década de 90 (através de GPS) com as altitudes ortométricas determinadas na década de 40, constituem alguns dos factores que mais contribuem para a falta de rigor destes dados. Ainda assim e enfrentando inúmeros problemas, surgiram dois trabalhos de re-análise dos dados geodésicos clássicos adquiridos no Pico e Faial, que interessa aqui mencionar:

1. Pagarete *et al.* (1998) determinou os movimentos horizontais relativos ao vértice Monte das Moças deduzidos a partir das épocas 1937 (observações geodésicas clássicas) e 1994 (observações GPS da campanha Super TANGO) (Figura 5.4.). Os resultados obtidos para o Faial, concordam inteiramente, segundo os autores, com o modelo geotectónico proposto por Madeira e Ribeiro (1990) baseado em dados geológicos para esta ilha. Estes resultados mostram essencialmente uma extensão perpendicular às falhas com direcção WNW-ESE e um desligamento direito ao longo das mesmas falhas, interpretado pelos autores, como consequência da erupção do vulcão dos Capelinhos (1957-1958) e pela crise sísmica de 1958 associada ao mesmo fenómeno vulcânico. De realçar que durante esta crise, rupturas superficiais ocorreram em várias falhas localizadas na região ocidental da ilha onde se verificaram deslocamentos consideráveis. Comparando alguns dos resultados com as bases geodésicas medidas em 1967, por aparelhos electro-ópticos, os autores concluem que parte dos deslocamentos obtidos ocorreram entre o período de 1937 e 1965, o qual inclui a erupção dos Capelinhos.
2. Catalão *et al.* (2006) re-avaliaram dados geodésicos (triangulação, trilateração e GPS) adquiridos nas ilhas Faial e Pico no período de 1937 a 1997. Segundo estes autores a deformação mais significativa centra-se na parte ocidental da ilha do Faial e ocorre no período 1937-1967, o qual inclui a erupção do vulcão dos Capelinhos e a subsequente crise sísmica. Na parte oriental da ilha do Faial e no Pico o campo de deformação é inferior ao nível de precisão das técnicas geodésicas convencionais e como tal não são referidos deslocamentos significativos. A deformação no Faial foi neste trabalho, modelada com base na inversão dos dados geodésicos usando para o efeito um modelo de deslocação num semi-espaço elástico e homogéneo, a partir do

qual concluem que a deformação observada pode ser explicada pela existência de quatro segmentos verticais de falhas alinhados com o conjunto de cones vulcânicos do sistema fissural da zona ocidental do Faial (Figura 5.5.).

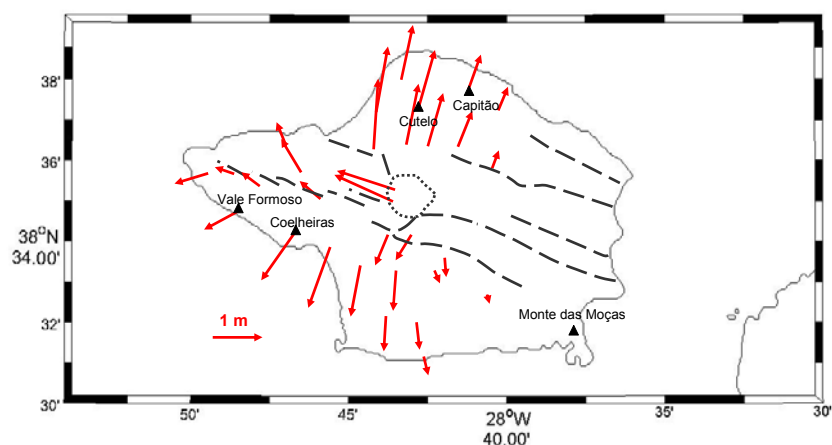


Figura 5.4. Deslocamentos horizontais no Faial, relativos ao vértice Monte das Moças, determinados a partir de observações geodésicas entre 1937 e 1994. A tracejado encontram-se os principais alinhamentos tectónicos da ilha definidos por Madeira e Ribeiro (1990) (adaptado de Pagarete *et al.*, 1998).

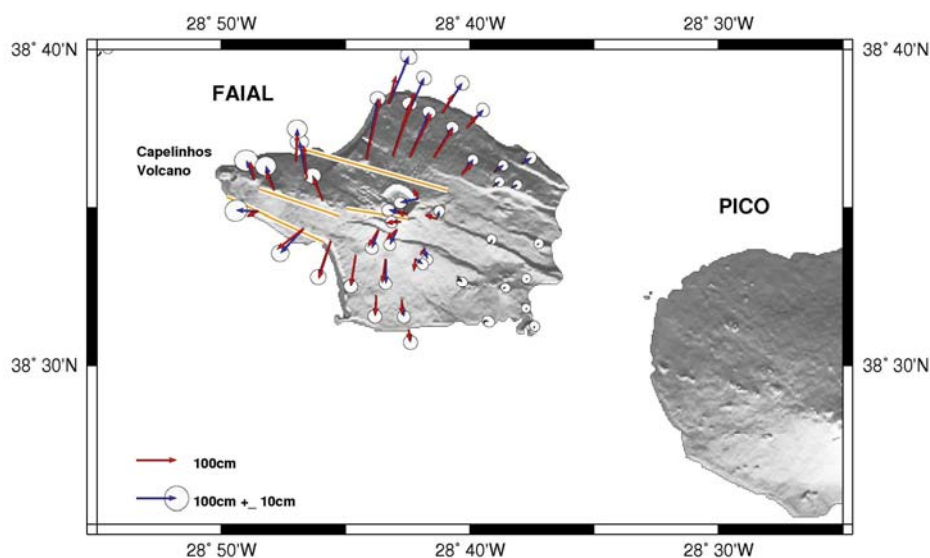


Figura 5.5. Mapa dos deslocamentos horizontais, relativos ao vértice Monte das Moças, obtidos após ajustamento da rede de observações (direções e distâncias). Os vectores a azul são os deslocamentos observados e os vectores a vermelho são os deslocamentos resultantes do modelo das quatro falhas de ruptura (extraído de Catalão *et al.*, 2006).

No âmbito do projecto TANGO, Fernandes (2004) utilizou o modelo cinemático global, Nuvel-1A (DeMets *et al.*, 1994) e o modelo DEOSVel (Fernandes, 2004), para estimar

as velocidades das estações GPS localizadas, entre outras, no Faial e Pico, assumindo uma ligação às placas Eurasiática e Africana consideradas ‘estáveis’. Os resultados mais fidedignos correspondem às estações FAIM (SE do Faial) e PPIL (extremo oriental do Pico), pois são as estações com a série temporal mais longa permitindo assim uma estimação bem controlada da velocidade destas ilhas. Os principais resultados revelam que o vector velocidade, deduzido para uma série temporal contínua entre o período Outubro de 2000 a Maio de 2002, na estação FAIM no Faial apresenta um comportamento intermédio entre Eurásia “pura” e África “pura” (Fernandes *et al.*, 2004), enquanto que o movimento para a estação PPIL, no extremo oriental da ilha do Pico, apresenta um comportamento mais próximo de África (Núbia) do que da Eurásia (Figura 5.6.).

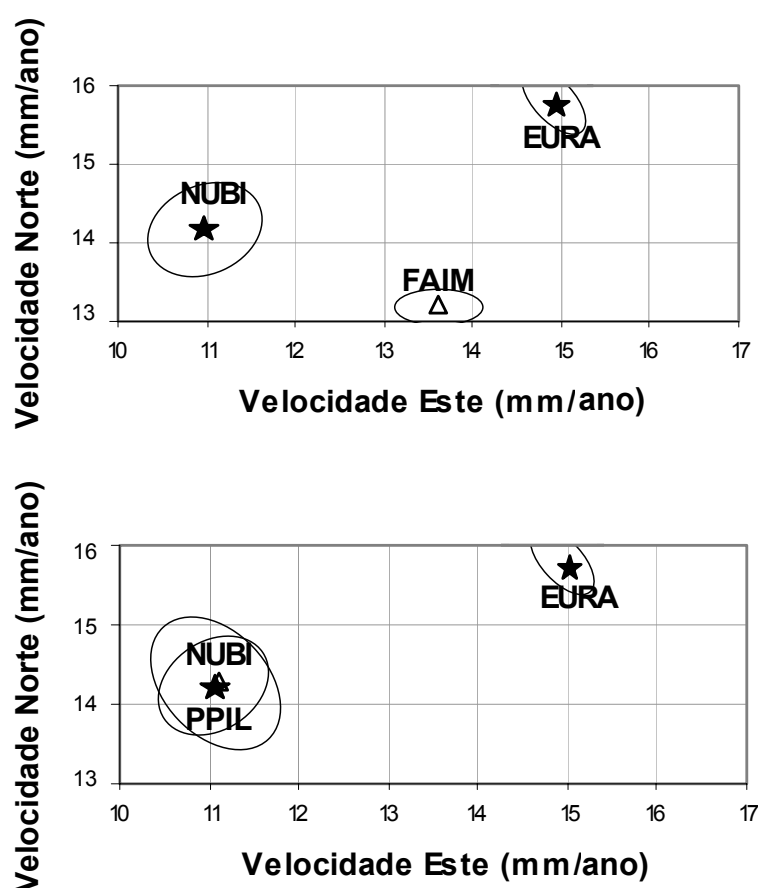


Figura 5.6. Velocidades absolutas (relativas ao ITRF2000) estimadas pelo modelo DEOSVel para as estações FAIM (SE do Faial) (em cima) e PPIL (extremo oriental do Pico) (em baixo). Para cada ilha são também representados os movimentos estimados para cada estação, de acordo com o modelo DEOSVel, relativos à Eurásia (EURA) e Núbia (NUBI) ‘estáveis’. As incertezas são representadas pelas elipses de confiança a 95% (adaptado de Fernandes, 2004).

5.4. A REDE SARTANGO

As consequências do sismo de 1998 reavivaram a necessidade de uma monitorização sistemática como meio de prevenção e alerta de fenómenos de natureza vulcânica e/ou sísmica na região dos Açores. Neste sentido, a elaboração de modelos geodinâmicos adequados que permitam prever a evolução do comportamento da crosta terrestre nesta região adquire uma importância considerável. Com base nos resultados dos projectos anteriores, verificou-se que as técnicas de geodesia espacial podiam fornecer um contributo fundamental para o estudo e compreensão das alterações da superfície das ilhas. Neste âmbito surgiu, em 2000, o projecto científico SARAÇORES (§ 5.2.) com o objectivo de estudar as deformações de origem vulcânica e tectónica, bem como as componentes sísmica e asísmica da região Pico-Faial. Para este efeito, recorreu-se à interpretação de imagens SAR em modo interferométrico, e à integração de medições *in situ* dos deslocamentos deduzidos a partir de observações GPS e de gravimetria absoluta. Para a concretização da componente geodésica deste projecto foi necessário instalar um conjunto de estações de observação GPS, distribuídas pelas ilhas Faial e Pico, de modo a monitorizar as suas posições geográficas de forma periódica. A instalação desta rede compreendeu as seguintes fases:

1. *Avaliação de vértices geodésicos existentes*: Numa primeira fase foram inspeccionados todos os vértices geodésicos edificados pelo IGP de modo a avaliar o seu estado de conservação e a possibilidade destes constituírem as estações de observação GPS da rede SARTANGO. A reocupação destes vértices prendia-se essencialmente com a necessidade de estabelecer uma ligação da rede geodésica por eles formada com a nova rede geodésica a ser implantada. Do reconhecimento efectuado no campo, concluiu-se que as marcas geodésicas existentes não se apresentavam em número suficiente e tinham uma distribuição espacial pouco favorável ao estudo da tectónica da cada uma das ilhas. Verificou-se ainda que, a utilização dos vértices geodésicos para futuras observações GPS era uma opção pouco prudente dado o estado de conservação dos pilares geodésicos, entre os quais se encontravam alguns parcialmente destruídos pelos efeitos do sismo de 1998. Como resultado, optou-se por escolher novos locais para a colocação das marcas geodésicas definitivas.
2. *Escolha dos locais para colocação de novas estações*: Nesta fase do trabalho decidiu-se estabelecer uma relação de cooperação com a equipa de

investigadores do projecto TANGO de modo a serem aproveitadas as marcas geodésicas já existentes no Faial e no Pico. Apesar de cobrirem toda a superfície das ilhas, o número de estações da rede TANGO mostrou-se no entanto, em número insuficiente para a realização de estudos centrados em fenómenos locais, em particular os de origem vulcânica. Desta forma, os factores tidos em conta para a densificação da rede TANGO, no Faial e Pico, contemplaram os seguintes aspectos: a localização das marcas TANGO já existentes; a selecção de zonas com actividade tectónica e/ou vulcânica activa; a selecção de zonas com afloramentos rochosos estáveis, para que as marcas geodésicas fossem preservadas a longo prazo; evitar locais sujeitos a deslizamentos de terras ou a outras alterações de origem não tectónica; evitar locais com exposição favorável a actos de vandalismo; a selecção de locais de fácil acesso; e a selecção de locais, sempre que possível, com energia eléctrica para facilitar a alimentação de energia dos receptores GPS. A análise preliminar dos locais candidatos, foi efectuada com base na morfologia do terreno observada em modelos altimétricos digitais, em imagens de amplitude SAR e em ortofotomapas digitais. A esta análise seguiu-se o reconhecimento no campo. Localmente, verificaram-se grandes dificuldades em encontrar zonas com afloramentos rochosos estáveis, principalmente no Faial devido à presença frequente de sectores de escórias resultantes das erupções do vulcão central, que em muitos casos estão já completamente cobertos por vegetação. Apenas nas zonas costeiras da ilha do Faial foi possível encontrar locais com alguma estabilidade física. Em oposição a esta situação, na ilha do Pico este trabalho foi mais facilitado pois as correntes de basalto de idade ainda recente são mais frequentes e por isso a vegetação é menos abundante.

3. *Implantação de novas marcas geodésicas*: Escolhidos os locais definitivos, as novas estações geodésicas foram materializadas no terreno através de peças metálicas cravadas e cimentadas no solo de modo a oferecerem estabilidade suficiente para a realização das observações futuras. A Figura 5.7. apresenta as diversas fases de implantação das peças metálicas utilizadas como marcas geodésicas. No final, colocaram-se 17 novas marcas geodésicas (13 no Faial e 4 no Pico) para além das 14 já existentes, implantadas no âmbito do projecto TANGO. A Figura 5.8. mostra a localização e a distribuição das marcas geodésicas das redes TANGO e SARAÇORES.

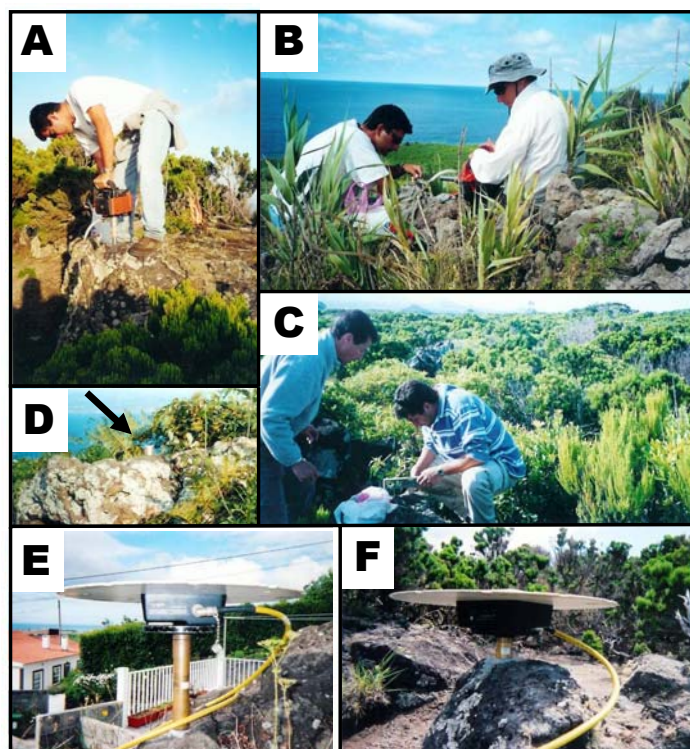


Figura 5.7. Implantação das marcas geodésicas no terreno: A – Perfuração da rocha; B – Colocação da marca (peça metálica) e cimentação; C – Verificação e nivelamento da peça; D - Peça instalada; E – Peça auxiliar utilizada quando o local exige elevação da antena GPS; F – Antena GPS colocada directamente sobre a peça;

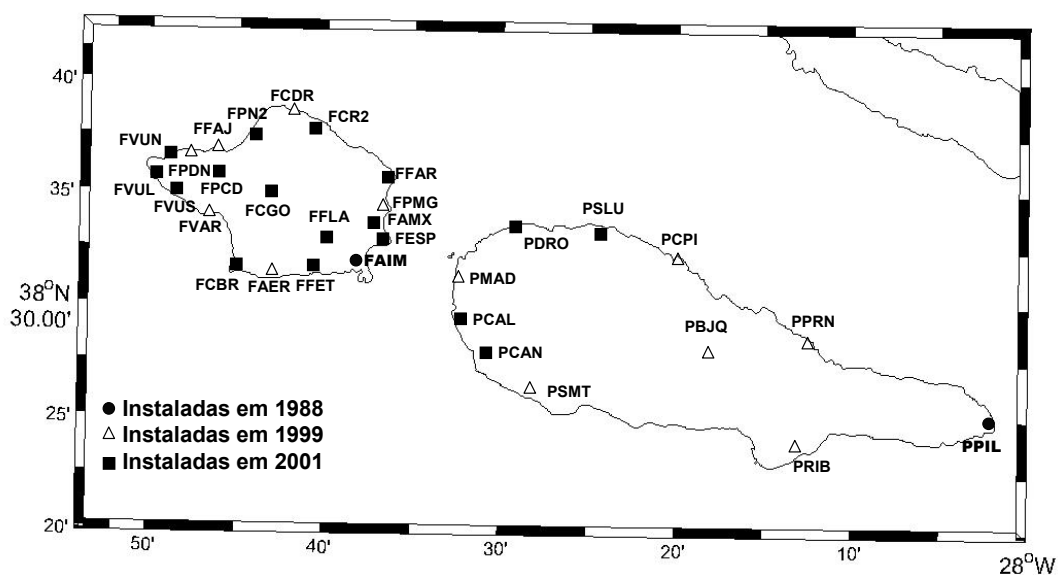


Figura 5.8. Localização e distribuição das marcas geodésicas da rede SARTANGO. As marcas instaladas em 1988 e 1999 pertencem à rede TANGO, as marcas instaladas em 2001 pertencem à rede SARAÇORES.

5.5. AS CAMPANHAS DE OBSERVAÇÃO SARTANGO

As campanhas de observação GPS nas ilhas Faial e Pico decorreram nos seguintes períodos: Outubro de 2001, Julho de 2003, Abril de 2004 e Julho de 2006. Estas campanhas contaram com o apoio e a colaboração de diversos organismos e entidades distintas, nomeadamente a Secretaria Regional de Habitação e Equipamento da ilha do Pico, o *Delft Institute for Earth-Oriented Space Research*, o Instituto de Investigação Científica e Tropical, o Observatório Astronómico da Universidade do Porto, a Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, o Instituto Geográfico Português, entre outros. As campanhas tiveram, de um modo geral, uma duração aproximada de 10 dias, seguindo, sempre que possível, uma metodologia de observação centrada em três períodos, com uma duração média de 3 dias consecutivos: o primeiro período visava a observação conjunta das estações localizadas na parte oriental da ilha do Faial e das estações localizadas na parte ocidental da ilha do Pico; o segundo período visava a observação de estações, no Faial e Pico, distribuídas por toda a superfície das ilhas, e finalmente o terceiro período, visava a observação de estações localizadas no interior da ilha do Faial, em particular na sua parte central e ocidental onde a actividade vulcânica é mais recente. Todas as estações foram observadas entre 12 a 24 horas, com receptores GPS de dupla frequência, em intervalos de amostragem de 30 segundos. Na Tabela 5.2. está indicado o número de sessões por estação e por campanha, onde cada sessão é representada pelo respectivo dia GPS¹. As principais características de ocupação e de observação, em cada campanha, estão descritas na Tabela 5.3.

5.6. METODOLOGIA E PROCESSAMENTO DOS DADOS

Os dados adquiridos nas diferentes campanhas foram tratados com o mesmo *software*, utilizado em condições rigorosamente semelhantes, de modo a comparar perfeitamente os resultados, que não são assim afectados nem de diferenças na modelação dos parâmetros a estimar nem pela diferença de estratégias de cálculo. Desta forma, para cada campanha, o tratamento dos dados GPS fez-se em três etapas também descritas por exemplo, por Feigl *et al.*, (1993) e Dong *et al.*, (1998):

1. *Cálculo de soluções diárias com fracos estrangimentos às coordenadas iniciais (loosely constrained)*: Primeiramente, foram estimadas as coordenadas de cada estação, para cada sessão diária de observação, numa solução com

¹ O dia GPS é contado em cada ano a partir do dia 1 de Janeiro (que corresponde ao dia GPS 1) sequencialmente até ao último dia do mês de Dezembro.

fracos constrangimentos às coordenadas iniciais das estações (conhecidas apenas de forma aproximada) e às órbitas dos satélites.

Tabela 5.2. Sessões de observação por estação (*site*) e por campanha. As sessões correspondem ao dia GPS do ano da campanha a que correspondem.

SITE	2001	2003	2004	2006
FAER	277-279,282	201-203	108-110	
FAIM	277-286	201-209	108-114	195-201
FAMX	277-280	201-204		
FCBR		204-209		113-114
FCDR	278-281	201-203	109-110	196-199
FCGO		283-286	207-209	113-114
FDR2	277-280,283-286		204-209	195-199
FESP	278-279	201-203		111-113
FFAJ	280-282		204-206	111;113
FFAR	277-286	201-203		199-201
FFET		283-286	207-209	
FFLA	277-280	201-204		
FPCD		283-286	207-209	
FPDN	280-282		204-206	198-201
FPMG	278-279	201-203		
FPN2		283-286	207-209	199-201
FVAR	280-282		204-206	111;112
FVUL	280-282		204-207	198-201
FVUN	280-283	203-207		199-201
FVUS	280-283	204-207		198-201
PBJQ	280-282		205-206	113;114
PCAL	277-279	201-203		195-198
PCAN	277-279	201-203		
PCPI	280-282		204-206	113;114
PDRO	277-279	201-203		195-198
PMAD	277-283	201-203	108-112	196-197,199-200
PPIL	280-282	201-204		
PPRN	280-282		204-206	112-114
PRIB	280-282		205-207	
PSLU	277-279	201-203		
PSMT	277-280		204-207	

Tabela 5.3. Principais características das campanhas GPS realizadas no Faial e Pico, nos anos 2001, 2003, 2004 e 2006.

DESCRIÇÃO	ANO DA CAMPANHA			
	2001.8	2003.6	2004.3	2006.5
Nº ESTAÇÕES	31	31	14	14
DURAÇÃO DA CAMPANHA (DIAS)	10	9	7	7
TIPO DE RECEPTORES	Trimble 4000SSI/SSE Leica SR530	Trimble 4000SSI/SSE Leica SR500	Trimble 4000SSI/SSE	Trimble SSI/SSE/4400; Leica1230; Topcon
TIPO DE ANTENAS	Trimble Geod. L1/L2 Comp. GP Leica L1/L2	Trimble Geod. L1/L2 Comp. GP Leica L1/L2	Trimble Geod. L1/L2 Comp. GP	Trimble Geod. L1/L2 Comp. GP; Leica 1202; Topcon LG2
Nº DE SESSÕES POR ESTAÇÃO	Min 3	Min 3	Min 2	Min 3
DURAÇÃO DAS SESSÕES	8-24h	8-24h	8-24h	8-24h
INTERVALO DE ÉPOCAS	30s	30s	30s	30s
MÁSCARA DE ELEVAÇÃO	15°	15°	15°	15°

Nesta solução, os comprimentos das bases geodésicas determinados são conhecidos com elevada precisão. No entanto, as coordenadas das estações e as órbitas dos satélites não ficam definidos num sistema de referência devidamente determinado, sendo que toda a rede GPS assim como a

constelação de satélites pode ser rodada e transladada como uma corpo rígido. Para este cálculo, foi utilizado o *software* GAMIT versão 10.1 (King e Bock, 2002) desenvolvido no MIT (*Massachusetts Institut of Technology*). Os dados GPS de cada estação foram organizados em períodos de 24 horas em ficheiros de formato RINEX (*Receiver INdependent EXchange*) e as órbitas utilizadas foram determinadas e distribuídas pelo IGS, *International GPS Service* (<http://igsceb.jpl.nasa.gov>). Para contemplar as variações da rotação terrestre, no período das campanhas de observação, assim como as marés sólidas lunares e solares consideraram-se os parâmetros fornecidos pelo IERS (*International Earth Rotation System*, <http://hpiers.obspm.fr>). A variação da posição do centro de fase da antena em função da elevação e do azimute dos satélites foi modelada seguindo as tabelas publicadas pelo IGS. Com base em todos estes dados (i.e. efemérides, coordenadas *a priori* das estações GPS, parâmetros de rotação da Terra e relações *standard* dos fenómenos de precessão e de nutação), o *software* GAMIT calcula os valores teóricos das observações de fase para as duas frequências L1 e L2 do GPS e para cada combinação estação-satélite. As soluções diárias para cada campanha foram estimadas usando um algoritmo que considera a combinação linear das frequências L1 e L2 como observável. Esta combinação, também designada por combinação linear livre da ionosfera (LC - “*ionosphere-free*”) permite eliminar parte do atraso ionosférico (Wells *et al.*, 1987). Os valores teóricos obtidos foram de seguida combinados em diferenças-duplas (entre estações e entre satélites) para eliminar os erros dos relógios dos receptores e dos satélites. Esta combinação foi feita através de uma análise por mínimos quadrados para estimar as coordenadas das estações e os parâmetros de ambiguidade de fase utilizando o algoritmo descrito por Schaffrin e Bock (1988). A resolução das ambiguidades foi obtida usando simultaneamente constrangimentos ionosféricos e dados de pseudo-distância (Dong e Bock, 1989; Feigl *et al.*, 1993). Para o efeito, foram combinadas as frequências L1 e L2 com as pseudo-distâncias P1 e P2, fornecidas em cada uma das bandas GPS, respectivamente, para formar a observável *wide-lane* (WL). Esta combinação é livre dos efeitos ionosféricos e geométricos e é simplesmente a diferença das ambiguidades inteiras para L1 e L2. Uma vez resolvidas as ambiguidades, os constrangimentos são “relaxados” de forma a obter-se uma solução diária onde são estimadas as coordenadas das estações e as suas matrizes de covariância, assim como os atrasos troposféricos zenitais. A

correção dos saltos de ciclo e a detecção de *outliers* foi efectuada automaticamente através de um algoritmo de edição automática designado por AUTCLN (para mais detalhes sobre o funcionamento deste algoritmo consultar King e Bock (2002)). Para além das estações da rede local SARTANGO incluíram-se, nesta fase de processamento, dados de 9 estações GPS globais (pertencentes à rede IGS e à rede EUREF), distribuídas pelas três placas tectónicas que envolvem a região dos Açores (Figura 5.9.), de modo a melhorar as estimativas dos parâmetros orbitais e das coordenadas das estações a determinar. Para cada uma destas estações IGS conhecem-se com precisão as suas posições e velocidades no referencial ITRF2000.

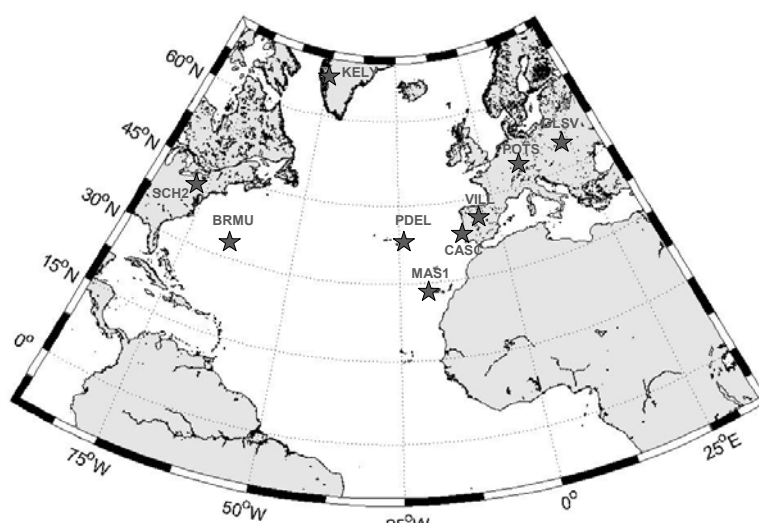


Figura 5.9. Distribuição espacial das 9 estações IGS e EUREF utilizadas no processamento dos dados GPS com o *software* GAMIT.

2. *Combinação das soluções diárias das estações locais e globais:* Numa segunda etapa do processamento, os parâmetros estimados pelo GAMIT e as matrizes de covariância, associadas para cada solução diária de cada campanha, foram combinados numa única solução de modo a serem determinadas as posições e as velocidades das estações GPS num referencial terrestre único (o ITRF2000), no qual pudessem ser definidas a origem, a escala, e a orientação das coordenadas geodésicas das estações SARTANGO. A ligação a este referencial foi estabelecida através da aplicação de uma transformação de 14 parâmetros de modo a minimizar os desvios das velocidades e das posições de um conjunto de estações de referência definidas no sistema geodésico adoptado. Para tal, foi necessário incluir, nesta fase do processamento, dados relativos a estas estações de referência. Este

procedimento, foi concretizado pela combinação das soluções GAMIT “não-constrangidas”, determinadas na fase 1, com soluções globais diárias “não-constrangidas” (*loosely-constrained*) fornecidas pela SOPAC (*Scripps Orbits and Permanent Array Center*) para as estações pertencentes às subredes globais IGS1, IGS2, IGS3 e EUREF (para mais informação sobre a composição das estações de cada rede, consultar <http://sopac.ucsd.edu/processing/gamit>) (esta metodologia é descrita por exemplo em McClusky *et al.*, 2003). O *software* utilizado nesta etapa do processamento foi o GLOBK, versão 10.0, que utiliza um filtro de Kalman para estimar uma solução global mais correcta a partir da combinação das várias soluções diárias locais e globais (Herring, 2003).

3. *Definição do sistema de referência e estimação das velocidades das estações locais*: O *software* GLORG (parte integrante do GLOBK) foi a aplicação utilizada para definir (ou ‘estabilizar’) o referencial terrestre que serviu para a representação das posições e das velocidades das estações SARTANGO. O procedimento de estabilização foi realizado através da minimização das diferenças das posições e velocidades (relativamente à época de referência 1998), de um conjunto de estações, entre o sistema ITRF2000 e um sistema, dito *No-Net-Rotation* (NNR), alinhado aproximadamente com o ITRF2000. Neste trabalho, foram consideradas 26 estações IGS para este efeito e o erro médio quadrático do processo de estabilização foi de 2.8 mm, em relação à posição, e 1.1 mm/ano em relação à velocidade destas estações, indicando que a incerteza na definição do referencial terrestre apresenta uma ordem de grandeza compatível com os resultados esperados na região Pico-Faial. Sublinhe-se ainda que um dos critérios de avaliação da qualidade do processo de estabilização indica que o erro médio quadrático do ajustamento deve rondar 1-2 mm/ano em relação à velocidade e 5-10 mm em relação à posição (Herring, 2003). Uma vez definido o referencial terrestre, foram finalmente obtidas as séries temporais das posições de cada estação da rede SARTANGO, as suas coordenadas (referentes à época média da série temporal dos dados) e as suas velocidades relativas ao ITRF2000.

5.7. ANÁLISE DOS RESULTADOS

A avaliação da precisão, ou seja da magnitude dos erros, sobre as estimativas encontradas no processamento anteriormente descrito é realizada pela análise dos parâmetros estatísticos a curto e a longo termo (Larson e Agnew, 1991). A precisão a

curto-termo, à escala de cada campanha, é analisada pelo erro médio quadrático das estimativas ponderadas (*weighted root mean square*, *wrms*) das posições diárias em relação à posição média determinada no conjunto das posições obtidas em cada campanha. A avaliação desta medida estatística traduz-se na análise das repetibilidades diárias das coordenadas das estações. Para formalizar esta medida matematicamente, consideram-se os n dias de campanha de observação GPS, para os quais se obtém R_1, \dots, R_n soluções diárias da coordenada estimada e que são por sua vez caracterizadas pelo respectivo desvio padrão σ_k da coordenada para o dia i . Considera-se ainda, a média ponderada das soluções diárias R_i da respectiva coordenada da estação, \bar{R} . O *wrms* é calculado, para cada componente Este (E), Norte (N) e Vertical (U), por (Larson e Agnew, 1991):

$$wrms = \sqrt{\frac{\frac{n}{n-1} \sum_{i=1}^n \frac{(R_i - \bar{R})^2}{\sigma_i^2}}{\sum_{i=1}^n \sigma_i^2}} \quad (5-1)$$

A Figura 5.10. mostra os histogramas das repartições dos *wrms* para as posições das estações da rede SARTANGO estimadas em cada campanha de observação e a Tabela 5.4. apresenta os respectivos valores médios, por campanha, das repetibilidades das componentes das coordenadas das estações. A campanha de 2004 destaca-se das restantes pelos elevados valores de *wrms*, principalmente na componente vertical. Sublinhe-se que o número de sessões em cada estação, na campanha de 2004, foi de 2 dias (12-24h de observação) enquanto que nas restantes campanhas, realizaram-se, no mínimo, sessões de 3 dias consecutivos em cada estação. Contudo, e ressalvando as fracas repetibilidades da campanha de 2004, pode constatar-se um melhoramento dos resultados ao longo do tempo entre as restantes campanhas, que podem ser atribuídos ao melhoramento da precisão das órbitas e também a um melhoramento na qualidade das antenas utilizadas nas campanhas mais recentes (e.g. Leica e Topcon). Tal como era esperado os valores das repetibilidades para a componente *vertical*, das coordenadas das estações, são piores do que nas restantes componentes em todas as campanhas. A componente *norte* apresenta, de uma forma geral, uma qualidade superior à componente *este*. Este facto deve-se, provavelmente, à dificuldade em fixar as ambiguidades iniciais da fase a valores inteiros (i.e. número de ciclos decorridos desde o instante de emissão do sinal até ao instante da sua recepção). A componente *este* do GPS tem uma correlação máxima com as ambiguidades de fase da portadora e foi demonstrado que a fixação

das ambiguidades ao seu valor inteiro melhora as repetibilidades nesta componente (Blewitt, 1989).

Davis *et al.* (1989) indica que as estimativas obtidas independentemente pela análise dos dados de cada sessão (solução diária) num período de alguns dias estão correlacionadas devido à influência de fontes de erros comuns. Larson e Agnew (1991) sugerem também, que a precisão a curto termo poderá não representar a verdadeira precisão dos resultados porque sobre uma escala de tempo pequena certos erros, tais como o atraso troposférico hidrostático e húmido, ou erros de configuração dos instrumentos, variam de forma menos significativa do que em intervalos de tempo mais longos. Por isso, seguindo outros autores, a avaliação da precisão sobre as nossas estimativas a longo-termo é dada principalmente pela análise das séries temporais das posições das estações que foram ocupadas um maior número de vezes. Na Figura 5.11. estão representados as séries temporais, obtidas a partir das coordenadas ITRF2000 para 9 estações da rede SARTANGO. A análise das incertezas sobre as séries temporais das coordenadas das estações é efectuada, para cada componente, através do desvio em relação ao declive da recta de regressão que melhor se ajusta aos dados. Desta forma, esta análise não poderá ser aplicada aos pontos com ocupações inferiores a duas vezes no período abrangido por todas as campanhas. Considerando apenas os pontos que foram observados em todas as épocas, os valores das incertezas obtidos para cada recta de regressão são em média inferiores a 1 mm/ano (Tabela 5.5.). Valores superiores a este, podem representar instabilidade local das estações em causa, mas não devem à partida ser excluídos pois a este nível de precisão, conta também a compatibilidade dos resultados entre pontos próximos entre si, sendo a coerência do campo de velocidades entre pontos vizinhos um bom indicador da qualidade da solução.

Tabela 5.4. Repetibilidades médias das componentes Este (E), Norte (N) e Vertical (U) das coordenadas das estações SARTANGO, em cada campanha de observação GPS.

	E [mm]	N [mm]	U [mm]
2001	5.3	2.8	7.2
2003	3.5	2.7	6.5
2004	6.6	3.5	12.2
2006	4.0	2.6	6.0

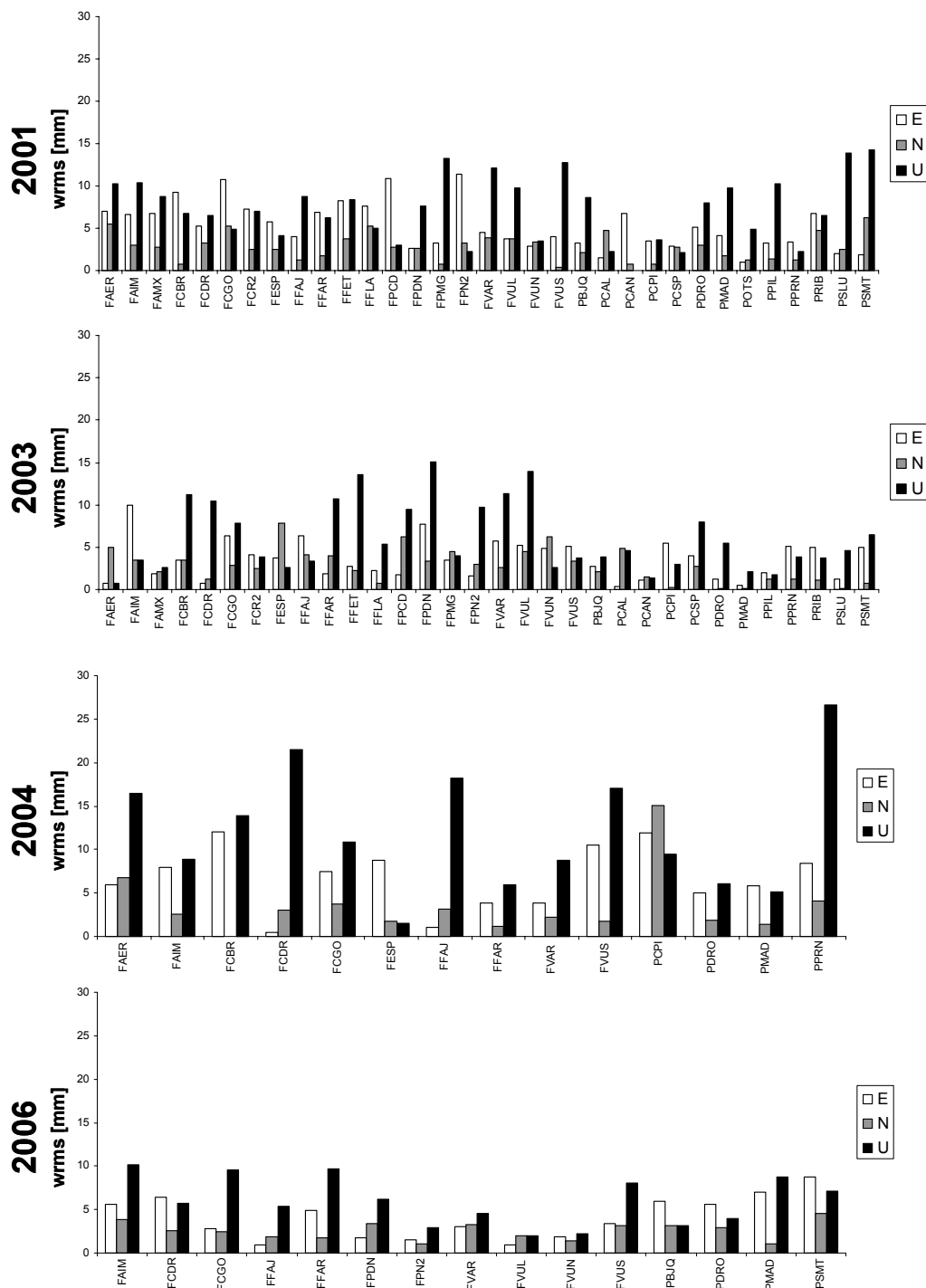


Figura 5.10. Histogramas da distribuição do $wrms$ das componentes das coordenadas estimadas para as estações da rede SARTANGO nas campanhas de 2001, 2003, 2004 e 2006.

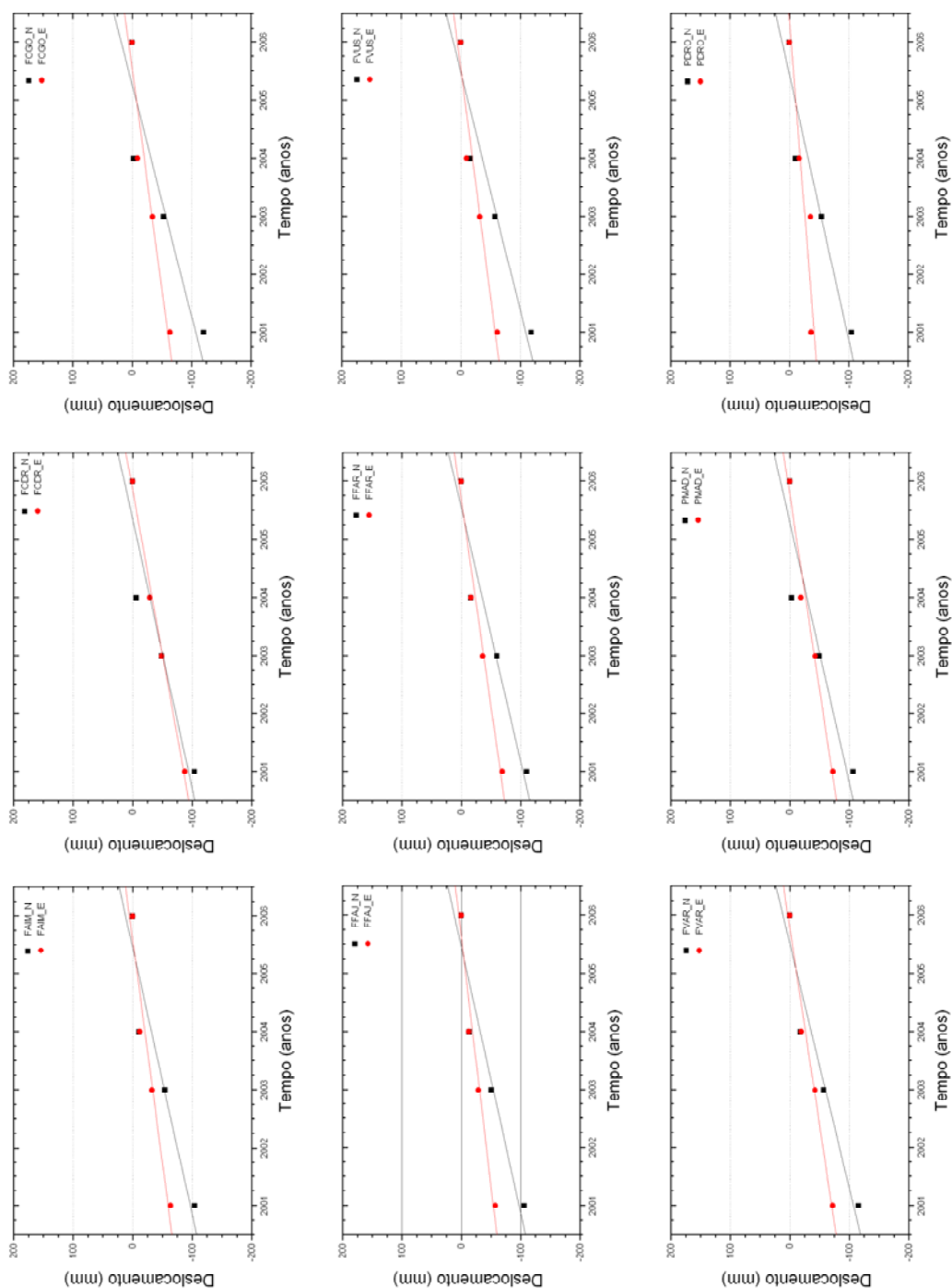


Figura 5.11. Séries temporais obtidas a partir das componentes Este e Norte das coordenadas ITRF2000 para 9 estações da rede SARTANGO ocupadas nas campanhas de 2001, 2003, 2004 e 2006.

As velocidades determinadas pelo GAMIT/GLOBK, para cada estação SARTANGO, representam a velocidade média, no período analisado, equivalente ao declive da recta de regressão da série temporal das posições estimadas pelas observações GPS. Os deslocamentos nas posições estimadas representam desvios instantâneos resultantes por exemplo, pela ocorrência de um sismo de forte magnitude. Uma situação desta natureza pode conduzir a uma análise diferenciada entre os períodos pré- e pós-sísmico e nesta situação, as velocidades devem também ser estimadas diferenciadamente para ambos os períodos. Previamente ao cálculo do campo de velocidades da região Pico-Faial, considerou-se importante avaliar o historial sísmico no período contemplado na análise destes dados GPS para esta região. Para o efeito consultou-se a base de dados do SIVISA, relativamente à sismicidade na região Pico-Faial, no período de Janeiro de 2001 a Dezembro de 2006 (Figura 5.12.):

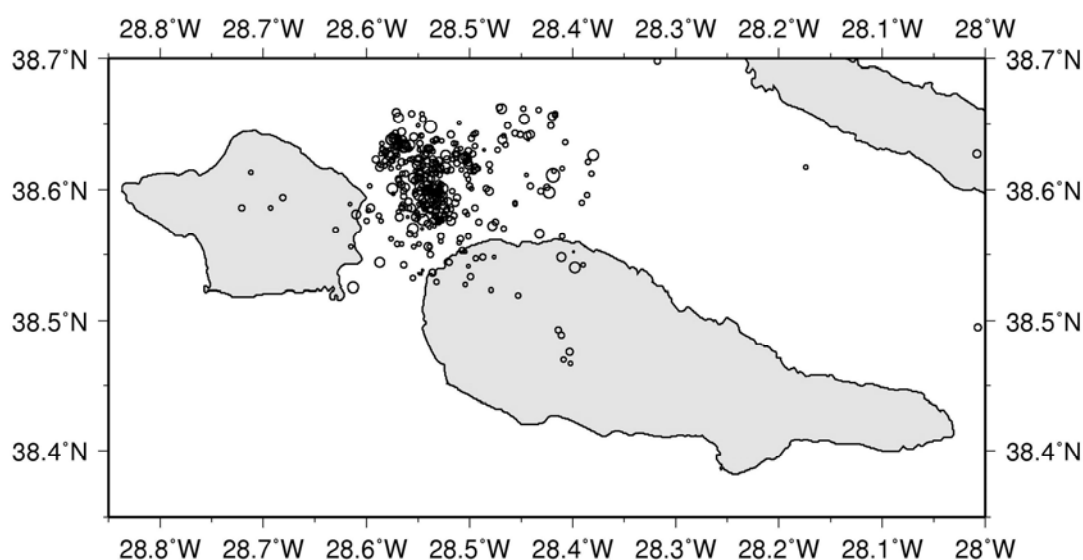


Figura 5.12. Mapa de sismicidade na região Pico-Faial para o período Janeiro de 2001 a Dezembro de 2006 (Fonte de dados: SIVISA).

De acordo com os dados da Figura 5.12. a sismicidade verificada na região Pico-Faial, no período de avaliação dos resultados GPS, centra-se essencialmente na zona epicentral do sismo de 1998, não havendo registo sísmico significativo no interior das ilhas, nem sismicidade de magnitude relevante (a Magnitude Local (ML) verificada situa-se entre 1,5 e 3,0 com registo do valor máximo de cerca de 3,5) que pudesse produzir à partida efeitos de deformação local considerável. Desta forma, a série temporal de dados GPS foi analisada na sua totalidade sem a diferenciação de períodos distintos. A combinação das soluções de cada campanha permitiu assim calcular o campo de velocidades horizontais expresso no referencial global ITRF2000. Neste referencial, os movimentos das nossas estações são considerados absolutos.

As incertezas, a 95% de confiança, das velocidades das estações SARTANGO foram obtidas atribuindo pesos a cada campanha correspondentes ao qui-quadrado reduzido do respectivo ajustamento final. O qui-quadrado reduzido desta solução foi de 1.05 indicando que o modelo de pesos adoptado traduz uma boa aproximação às observações efectuadas. Cerca de 50% das estações SARTANGO apresentam incertezas, nas componentes *E* e *N* do vector velocidade, inferiores a 1 mm/ano (Tabela 5.5.). A interpretação dos valores absolutos estimados para as velocidades horizontais apresentada seguidamente será limitada a estas estações por apresentarem uma incerteza menor.

Tabela 5.5. Componentes *Este* (*E_vel*) e *Norte* (*N_vel*) dos vectores velocidade estimados para as estações SARTANGO, relativas ao sistema ITRF2000 (NNR), e respectivas incertezas. Cada estação é identificada pela sua localização geográfica (longitude: *Long* e latitude: *lat*). Nas colunas 8 -9 e 10-11 são apresentadas as componentes *E_vel* e *N_vel* do vector velocidade estimadas pelo modelo NUVEL-1A, relativamente à placa Africana (AF) e Eurasiática (EU), respectivamente. Nas colunas 12-13 e 14-15 indicam-se as diferenças entre as observações, em ITRF2000, e o modelo NUVEL-1A, relativamente a África e a Eurásica, respectivamente. O erro médio quadrático (EMQ) das diferenças é determinado separadamente em cada ilha e para as estações com incertezas, na componente horizontal do vector velocidade, superiores e inferiores a 1 mm/ano.

Site	Posição	GPS(ITRF2000)				NUVEL-1A AF (NNR)		NUVEL-1A EU (NNR)		GPS-NUVEL AF (NNR)		GPS-NUVEL EU (NNR)				
		Long (°)	Lat (°)	<i>E_vel</i> mm/ano	1-sig mm/ano	<i>N_vel</i> mm/ano	1-sig mm/ano	<i>E_vel</i> mm/ano	<i>N_vel</i> mm/ano	<i>E_vel</i> mm/ano	<i>N_vel</i> mm/ano	ΔE_{vel} mm/ano	ΔN_{vel} mm/ano	ΔE_{vel} mm/ano	ΔN_{vel} mm/ano	
Faial	FAIM	331,371	38,530	12.42	0.58	12.33	0.45	10.64	14.61	14.62	16.38	1.78	-2.28	-2.20	-4.05	
	FFAR	331,398	38,595	14.27	0.61	12.12	0.50	10.61	14.61	14.61	16.39	3.66	-2.49	-0.34	-4.27	
	FCDR	331,303	38,636	12.87	0.67	14.13	0.59	10.58	14.59	14.58	16.38	2.29	-0.46	-1.71	-2.25	
	FVAR	331,226	38,564	13.39	0.67	12.44	0.59	10.60	14.57	14.59	16.38	2.79	-2.13	-1.20	-3.94	
	FVUS	331,195	38,579	13.52	0.67	15.27	0.59	10.59	14.56	14.58	16.38	2.93	0.71	-1.06	-1.11	
	FFAJ	331,239	38,612	11.44	0.71	11.64	0.62	10.58	14.57	14.58	16.38	0.86	-2.93	-3.14	-4.74	
	FAER	331,279	38,518	12.81	0.72	13.44	0.65	10.63	14.58	14.61	16.38	2.18	-1.14	-1.80	-2.94	
	FCBR	331,253	38,525	13.72	0.79	12.76	0.75	10.62	14.58	14.60	16.38	3.10	-1.82	-0.88	-3.62	
	FCGO	331,285	38,574	13.81	0.81	17.96	0.78	10.60	14.59	14.59	16.38	3.21	3.37	-0.78	1.58	
	FVUL	331,173	38,592	13.04	0.82	15.04	0.80	10.58	14.56	14.57	16.38	2.46	0.48	-1.53	-1.34	
	FVUN	331,186	38,604	13.24	0.85	11.37	0.82	10.57	14.56	14.57	16.38	2.67	-3.19	-1.33	-5.01	
	FPN2	331,283	38,642	13.89	0.85	13.17	0.85	10.57	14.59	14.58	16.38	3.32	-1.42	-0.69	-3.21	
											EMQ	2.7	2.1	1.6	3.4	
	Pico	FESP	331,394	38,545	16.67	1.19	11.28	1.20	10.63	14.61	14.62	16.39	6.04	-3.33	2.05	-5.11
		FPDN	331,206	38,606	12.26	1.19	13.51	1.27	10.57	14.57	14.57	16.38	1.69	-1.06	-2.31	-2.87
FCR2		331,329	38,626	17.68	1.32	15.07	1.38	10.58	14.60	14.59	16.38	7.10	0.47	3.09	-1.31	
FAMX		331,378	38,559	11.14	1.47	12.66	1.58	10.62	14.61	14.61	16.38	0.52	-1.95	-3.47	-3.72	
FPCD		331,251	38,593	17.64	1.49	9.36	1.64	10.59	14.58	14.58	16.38	7.05	-5.22	3.06	-7.02	
FPMG		331,389	38,569	17.49	1.78	13.15	1.86	10.62	14.61	14.61	16.39	6.87	-1.46	2.88	-3.24	
FFET		331,334	38,523	11.87	1.91	15.01	2.08	10.63	14.60	14.62	16.38	1.24	0.41	-2.75	-1.37	
FFLA		331,343	38,547	8.99	2.56	3.22	2.50	10.62	14.60	14.61	16.38	-1.63	-11.38	-5.62	-13.16	
											EMQ	4.9	4.7	3.3	6.0	
Santo		PMAD	331,462	38,519	12.46	0.62	15.20	0.52	10.66	14.63	14.64	16.39	1.80	0.57	-2.18	-1.19
	PPRN	331,797	38,472	11.05	0.64	11.69	0.56	10.73	14.71	14.71	16.40	0.32	-3.02	-3.66	-4.71	
	PCPI	331,672	38,532	11.92	0.68	8.73	0.63	10.68	14.68	14.67	16.39	1.24	-5.95	-2.75	-7.66	
	PDRO	331,508	38,554	9.96	0.81	15.59	0.76	10.65	14.64	14.64	16.39	-0.69	0.95	-4.68	-0.80	
	PBJQ	331,695	38,469	9.18	0.94	13.92	0.94	10.72	14.69	14.69	16.39	-1.54	-0.77	-5.51	-2.47	
	PPIL	331,971	38,416	10.45	0.99	12.51	1.03	10.78	14.76	14.75	16.40	-0.33	-2.25	-4.30	-3.89	
											EMQ	1.10	2.90	4.00	4.10	
	Santo	PSMT	331,537	38,432	9.91	1.12	13.26	1.12	10.71	14.65	14.67	16.39	-0.80	-1.39	-4.76	-3.13
		PRIB	331,802	38,396	13.45	1.43	9.61	1.54	10.77	14.72	14.73	16.40	2.68	-5.11	-1.28	-6.79
		PCAL	331,460	38,495	13.22	1.48	13.58	1.63	10.67	14.63	14.64	16.39	2.55	-1.05	-1.42	-2.81
PCSP		331,672	38,533	11.77	1.60	7.94	1.66	10.68	14.68	14.67	16.39	1.09	-6.74	-2.90	-8.45	
PSLU		331,601	38,549	11.78	1.79	16.25	1.95	10.66	14.67	14.66	16.39	1.12	1.58	-2.88	-0.14	
PCAN		331,488	38,461	11.42	1.82	16.89	2.00	10.69	14.64	14.66	16.39	0.73	2.25	-3.24	0.50	
										EMQ	1.70	3.70	3.00	4.80		

Analisando as estimativas das componentes dos vectores velocidade, para as estações FAIM ($N_{vel}=12.3 \pm 0.5$ mm/ano, $E_{vel}=12.4 \pm 0.6$ mm/ano) e PPIL ($N_{vel}=12.5 \pm 1$ mm/ano, $E_{vel}=10.5 \pm 1$ mm/ano) e comparando estes resultados com as soluções encontradas por Fernandes (2004) (ver Figura 5.6.) (FAIM: $N_{vel}=13.2 \pm 0.2$ mm/ano, $E_{vel}=13.6 \pm 0.4$ mm/ano; PPIL: $N_{vel}=14.3 \pm 0.6$ mm/ano, $E_{vel}=11.1 \pm 0.6$ mm/ano), o qual considerou uma série temporal de 10 anos de dados (entre Outubro de 1993 a Julho 2003), entre os quais se encontram dados contínuos da estação FAIM, verifica-se uma boa concordância entre as soluções, salvo na componente Norte do vector velocidade da estação PPIL onde existe uma diferença de cerca de 2 mm. A consistência verificada nas soluções permite garantir alguma confiança nos resultados obtidos neste estudo. Assim, relativamente às restantes estações da rede SARTANGO, constata-se que no Faial, o menor vector velocidade encontrado foi de 16.3 mm/ano na estação FFAJ enquanto que o máximo foi de 22.7 mm/ano na estação FCGO. No Pico, a estação PCPI foi aquela que apresentou um vector velocidade menor (cerca de 14.7 mm/ano), e a estação PMAD foi a que apresentou o maior vector velocidade com cerca de 19.6 mm/ano. Os azimutes dos vectores velocidade no Faial variam entre $N38^\circ E$ (FCGO) e $N50^\circ E$ (FFAR), e no Pico variam entre $N33^\circ E$ (PBJQ e PDRO) e $N54^\circ E$ (PCPI).

A partir dos vectores velocidade horizontal estimados foram ainda determinados os valores médios em cada uma das suas componentes (N_{Vel} e E_{Vel}). No Faial foram encontrados valores médios de 13.5 mm/ano e 13.2 mm/ano, para as componentes N_{vel} e E_{vel} , respectivamente, enquanto que para o Pico foram encontrados os valores 12.9 mm/ano e 10.8 mm/ano, para as componentes N_{vel} e E_{vel} , respectivamente. Estes valores médios foram de seguida subtraídos aos correspondentes valores em cada estação, de modo a investigar-se a existência de algum padrão espacial de deformação com uma tendência específica. Verificou-se assim, que as estações da parte central e ocidental do Faial evidenciam um comportamento na direcção Sul-Norte acentuado, contrastando com as estações da parte oriental da ilha em que o movimento nesta direcção praticamente se anula relativamente à média considerada (Figura 5.13). No Pico, apresenta-se uma situação mais equilibrada entre ambas as componentes residuais, sendo os movimentos na direcção Este-Oeste mais evidentes e presentes, de uma forma geral, para toda a superfície da ilha. Este facto pode revelar um valor médio, na componente Este da velocidade, pouco correcto ou menos concordante com a realidade física da ilha. Contudo, os valores residuais em questão são muito pequenos, na ordem de 1 a 1.6 mm/ano e portanto pouco significativos. Verifica-se ainda, que as estações FVUS e

5.8. DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

5.8.1. CAMPO DE VELOCIDADES HORIZONTAIS

O campo de velocidades horizontais, relativamente ao sistema ITRF2000, da região Pico-Faial, está representado na Figura 5.14 pelos vectores a preto. As elipses a 95% de confiança estão igualmente representadas. Num contexto tectónico global, verifica-se que os vectores de todas as estações apresentam uma direcção idêntica (a direcção Nordeste). No caso do presente trabalho, a interpretação dos resultados deve também ser feita num contexto mais regional e para isso o campo de velocidades horizontais deve ser calculado relativamente às duas placas tectónicas em questão: placa Eurasiática e placa Africana. Para tal, na Figura 5.14., apresentam-se também os vectores velocidade estimados pelo modelo cinemático NUVEL-1A relativamente à África 'estável' (a vermelho) e à Eurásia 'estável' (a verde).

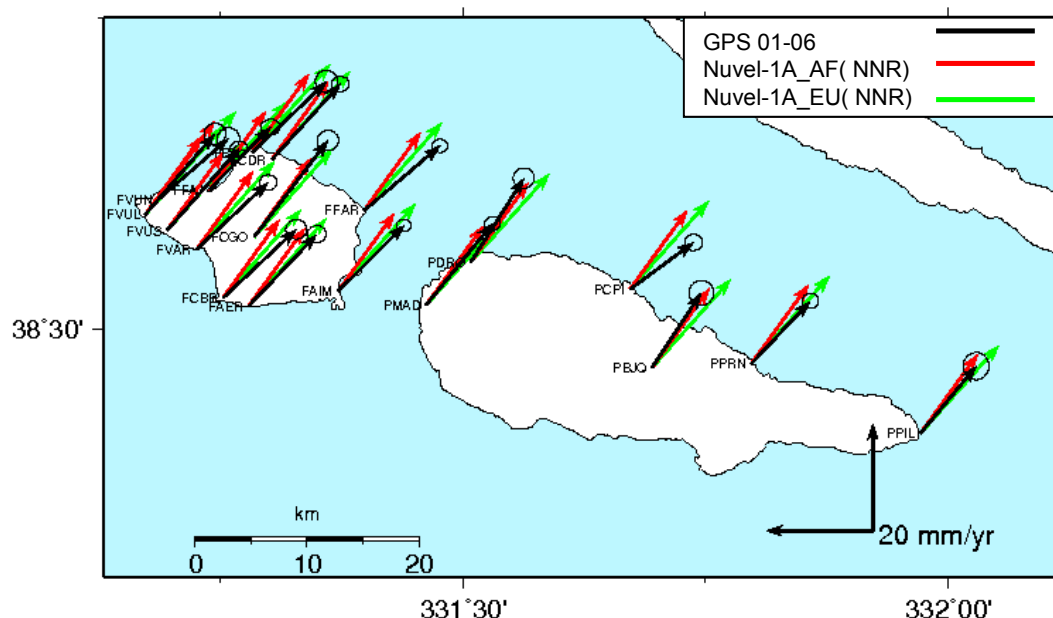


Figura 5.14. Velocidades horizontais, em ITRF2000, das estações da rede SARTANGO estimadas a partir dos resultados GPS (a preto) e pelo modelo NUVEL-1A, relativamente a África 'estável' (a vermelho) e relativamente à Eurásia 'estável' (a verde). As elipses de erro, dos vectores velocidade obtidos por GPS, foram determinadas com um intervalo de confiança a 95%.

Segundo o proposto por DeMets *et al.* (1994), o movimento absoluto da África 'estável' é aproximadamente de 18 mm/ano na direcção N36°E, e da Eurásia 'estável' é cerca de 22 mm/ano na direcção N42°E, para a localização da região Pico-Faial. Os resultados GPS determinam um campo de velocidades para o Faial no qual os vectores apresentam uma magnitude, em média, de 19 ± 0.7 mm/ano

aproximadamente na direcção N44°E. No Pico, os vectores velocidade apresentam uma magnitude média de 17 ± 0.8 mm/ano aproximadamente na direcção N40°E. Relativamente à magnitude dos vectores velocidade, o campo de velocidades estimado para a rede SARTANGO apresenta uma maior correlação com o proposto pelo modelo NUVEL-1A, considerando a África 'estável'. Contudo, relativamente à direcção azimutal desses vectores, a correlação é mais forte com o campo de velocidades proposto pelo modelo, considerando a Eurásia 'estável'. Para o Pico, o EMQ das diferenças das velocidades determinadas em ITRF2000 e as estimadas pelo modelo, relativamente à África 'estável', é cerca de 1.1 mm/ano, para a componente Este, e 2.9 mm/ano para a componente Norte. Considerando a Eurásia 'estável', o EMQ é cerca de 4 mm/ano e 4.1 mm/ano para as componentes Este e Norte respectivamente, indicando um movimento relativo da ilha do Pico mais próximo do movimento da placa Africana do que da placa Eurasiática, tal como se pode constatar também pela Figura 5.15. onde se verifica que a velocidade horizontal média no Pico (representada por um círculo) está muito próxima da estimativa do NUVEL-1A relativamente à África 'estável' (representada pelo losângulo). No Faial não se observa uma diferenciação tão clara tal como se pode verificar pelos valores do EMQ das diferenças das componentes dos vectores velocidade relativamente a África ($EMQ_{\Delta E_vel}=2.7$ mm/ano e $EMQ_{\Delta N_vel}=2.1$ mm/ano) e à Eurásia ($EMQ_{\Delta E_vel}=1.6$ mm/ano e $EMQ_{\Delta N_vel}=3.4$ mm/ano). Em relação ao comportamento individual das estações consideradas na Figura 5.15., verifica-se que a estação PPIL (extremo oriental do Pico) é a estação que mais se aproxima da estimativa do NUVEL-1A para o movimento da placa Africana. Contudo, as restantes estações do Pico, salvo PCPI e PMAD, apresentam igualmente um comportamento idêntico. Não deixa contudo de ser curioso que, PMAD (extremo ocidental do Pico) apresente um comportamento idêntico ao das restantes estações do Faial. Embora PDRO se localize relativamente próximo de PMAD, esta última apresenta, entre as estações do Pico, aquela cujas incertezas são menores relativamente às estimativas do vector velocidade. No Faial, não se evidencia um padrão de distribuição tão claro como no Pico, tal como já tinha sido referido, e por isso a sua interpretação deve ser feita de forma prudente.

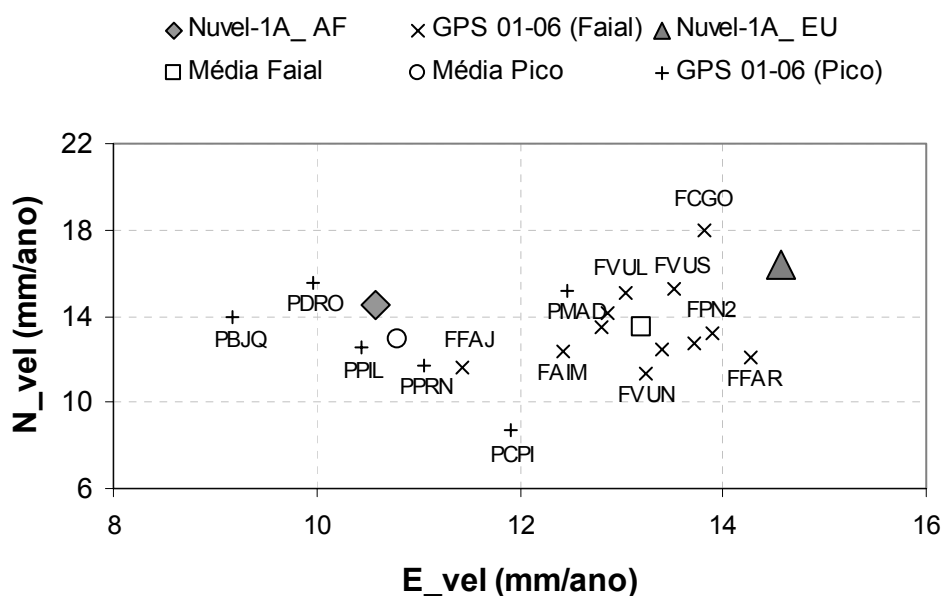


Figura 5.15. Velocidades horizontais da rede SARTANGO, em ITRF2000, no Faial e velocidades estimadas pelo modelo NUVEL-1A relativamente à Eurásia (NUVEL-1A_EU) e África (NUVEL-1A_AF) ‘estáveis’. A “Média Pico” e “Média Faial” representam os valores médios da velocidade horizontal, estimada por GPS, para as estações SARTANGO no Pico e no Faial, respectivamente. Para uma leitura mais clara da figura não são indicados o nome de todas as estações no Faial.

Os vectores residuais resultantes da diferença das soluções GPS e das estimativas do NUVEL-1A, considerando a Eurásia ‘estável’ e África ‘estável’ estão representados na Figura 5.16.. De modo a interpretar estes resultados, determinaram-se também os vectores residuais da diferença das estimativas do NUVEL-1A para o movimento interplacas (imagem B: movimento de África relativamente à Eurásia ‘estável’ e imagem D: movimento da Eurásia relativamente à África ‘estável’). No Pico, os movimentos horizontais residuais em relação à África ‘estável’, tal como proposto pelo NUVEL-1A, são em média inferiores a 2 mm/ano, enquanto que os movimentos residuais em relação à Eurásia ‘estável’ são em média cerca de 5 mm/ano. Para o Faial, os movimentos horizontais residuais rondam em média os 3 mm/ano em relação a qualquer uma das placas, sendo portanto difícil concluir algo sobre a cinemática do Faial e talvez mais prudente concluir apenas que apresenta um comportamento intermédio entre a placa Africana e a placa Eurasiática, tal como tinha sido já sugerido por Fernandes (2004). Contudo existem alguns aspectos relevantes na análise da Figura 5.16. que devem ser realçados, tais como:

1. *Comportamento cinemático diferenciado entre a região oriental do Pico e a região Faial-Pico Ocidental:* na imagem A verifica-se uma clara distinção entre o

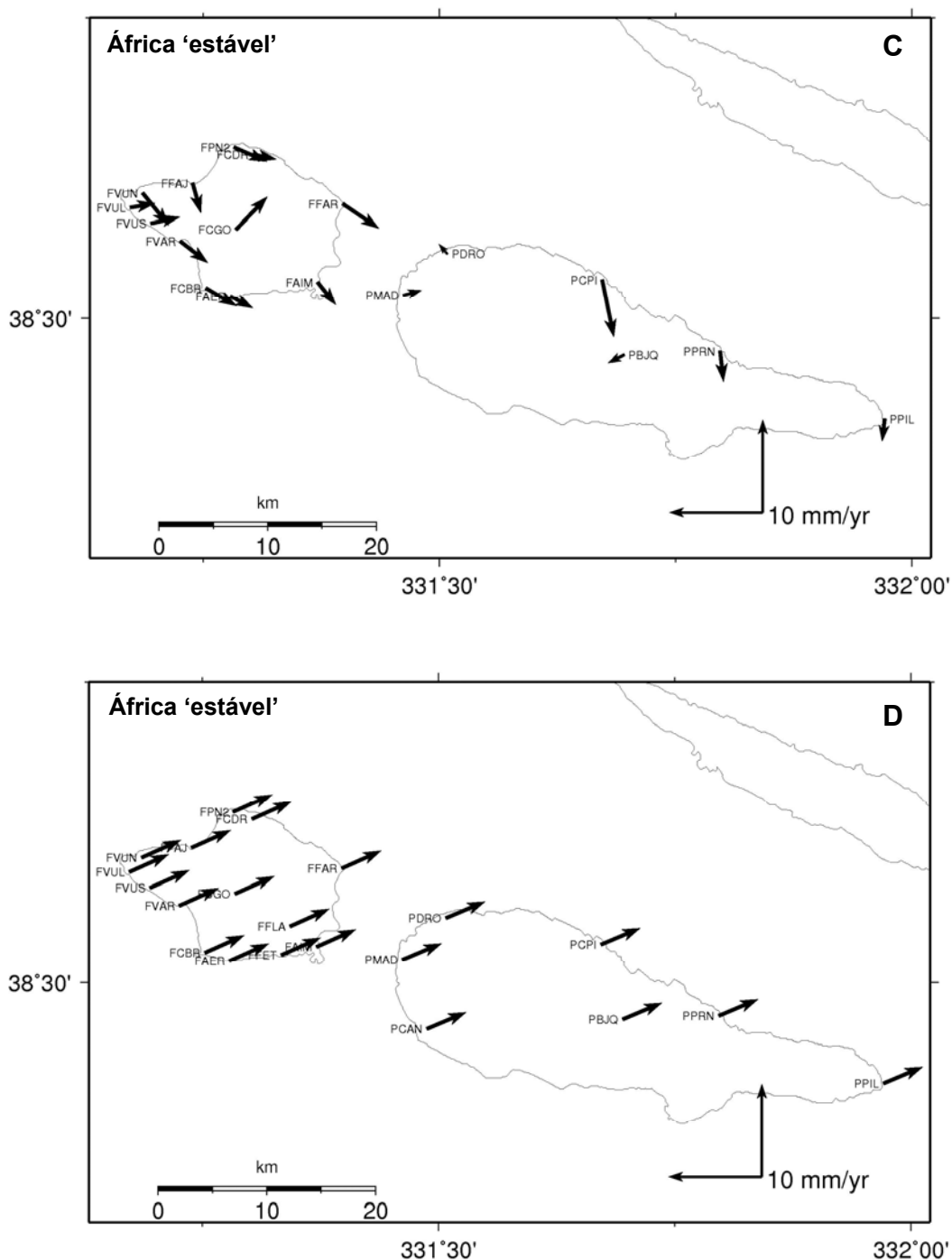


Figura 5.16. Movimentos horizontais residuais (em mm/ano) entre as velocidades resultantes das observações GPS e as velocidades estimadas pelo modelo NUVEL-1A, considerando a Eurásia 'estável' (A e B) e África 'estável' (B e C). A – diferenças entre os movimentos estimados pelas observações GPS e as estimativas do modelo NUVEL-1A; B - diferenças dos movimentos estimados pelo modelo NUVEL-1A, da África relativamente à Eurásia; C – diferenças dos movimentos estimados pelas observações GPS e pelas estimativas do modelo NUVEL-1A; D - diferenças dos movimentos estimados pelo modelo NUVEL-1A, da Eurásia relativamente a África.

2. *Zona de compressão na parte ocidental do Faial*: o movimento estimado para as estações localizadas na zona Oeste do Faial (FVUL, FVUS a sul e FFAJ, FVUN a norte) indicam que estamos na presença de uma zona de compressão, contrastando assim com a hipótese mais provável de abertura, gerada pela cinemática da fronteira das placas em questão, e que é verificada para o resto da ilha. Estes resultados são ainda preliminares no entanto, deve sublinhar-se que foram verificados em todas as campanhas GPS.

3. *Comportamento cinemático da estação FAIM*: Outro aspecto que deve também ser realçado, diz respeito ao movimento residual da estação FAIM, na cidade da Horta (Faial), relativamente à Eurásia 'estável'. Embora os vectores velocidade horizontal apresentem naturalmente magnitudes diferentes, a direcção deste movimento é muito semelhante à direcção do movimento desta estação gerado pelo efeito do sismo de 1998 e apresentado por Fernandes *et al.* (2002) (Figura 5.17.). Estes resultados sugerem que o movimento detectado, para esta estação no período co-sísmico poderá incluir, para além do efeito da deformação sísmica, muito provavelmente parte do movimento secular da placa em que se encontra a estação. A segunda hipótese que se coloca, diz respeito à sismicidade verificada no período 2001-2006 na região de estudo, revelando que a zona do epicentro do sismo de 1998 se mantém sísmicamente activa (§ Figura 5.12.). Desta forma, o movimento da estação FAIM, no período 2001-2006, pode também resultar da acção dos mecanismos que geraram o sismo em 1998.

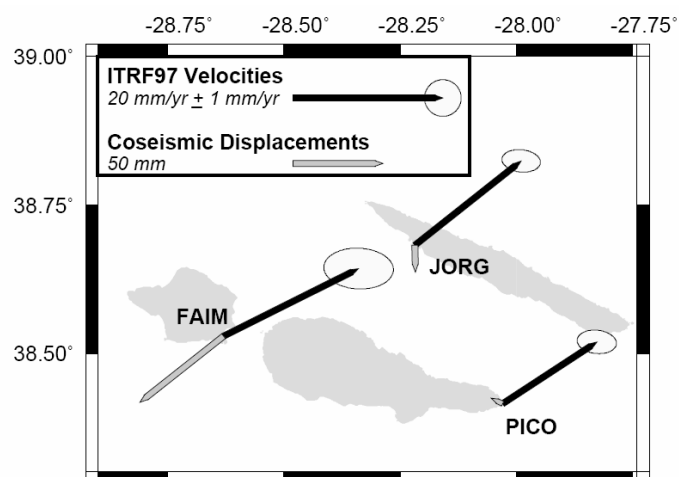


Figura 5.17. Velocidades horizontais (a preto) e deslocamento co-sísmico (a cinzento) para as estações TANGO no Faial (FAIM), Pico (PICO, designada por PPIL neste trabalho) e S. Jorge (JORG) (Extraído de Fernandes *et al.*, 2002).

4. *Cinemática da região Pico-Faial*: Embora os resultados apresentados neste estudo abranjam um curto período de tempo (5 anos), e por isso devem ser interpretados com precaução, podem no entanto ser detectadas algumas semelhanças entre os campos de velocidades representados nas imagens A e B, sugerindo uma vez mais que a região Pico-Faial apresenta um movimento mais próximo ao da placa Africana, tal como estimado pelo modelo, do que ao da placa Eurasiática. Considerando a África ‘estável’ (imagem C), grande parte das estações SARTANGO apresentam velocidades residuais muito baixas (< 2-3 mm/ano no Pico e < 4 mm/ano no Faial). Com a excepção da estação PCPI, as velocidades residuais no Pico são praticamente nulas. Esta situação não se verifica para o Faial, muito provavelmente por esta ilha estar sujeita à acção de mecanismos vulcânicos/tectónicos locais de maior magnitude.

5.8.2. DISTRIBUIÇÃO DA DEFORMAÇÃO

A cinemática intra-ilha foi também avaliada pela distribuição da deformação no interior de cada ilha com base nos valores das velocidades estimadas para todas as estações da rede SARTANGO. Esta análise foi feita através do *software* FONDA (Dong *et al.*, 1998), o qual permitiu calcular os tensores de deformação que actuam na região abrangida por um determinado conjunto de estações. Para o efeito, consideraram-se duas subredes no Faial (Faial Ocidental e Faial Central-Oriental) e uma no Pico. Estas subredes foram escolhidas em função das características morfológicas das ilhas e de modo a incluir, em cada subrede, um conjunto de estações cuja configuração geométrica pudesse favorecer a interpretação da deformação (*strain*) nas direcções principais de análise (Figura 5.18.). Seguindo a abordagem de Feigl *et al.* (1990), a taxa de deformação $\dot{\mathbf{E}}$ pode ser representada num sistema de coordenadas definido pelos eixos de deformação principais (eixo de extensão máxima e eixo de compressão máxima) decompostos nos seus valores próprios ($\dot{\epsilon}_i$) e vectores próprios (\hat{e}_i), tal que

$$\dot{\mathbf{E}} = \sum_{i=1}^2 \dot{\epsilon}_i \hat{e}_i \hat{e}_i^T.$$

Por convenção, $\dot{\epsilon}_1 > \dot{\epsilon}_2$ e θ é medido no sentido horário desde o Norte (eixo x_2) até ao eixo principal \hat{e}_2 . A orientação da taxa de compressão máxima ($\dot{\epsilon}_2$) é definida pelo azimute θ . Assim, para a análise da distribuição da deformação na rede SARTANGO, verificaram-se os seguintes resultados (Tabela 5.6.):

Tabela 5.6. Taxas de deformação estimadas para a rede SARTANGO.

	$\dot{\mathcal{E}}_1$ (ppm/ano)	$\dot{\mathcal{E}}_2$ (ppm/ano)	θ
Subrede 1 (Faial Ocidental)	0.085 ± 0.026	-0.116 ± 0.02	N30°E
Subrede 2 (Faial Central-Oriental)	0.1 ± 0.014	0.022 ± 0.01	N18°W
Subrede 3 (Pico)	0.2 ± 0.013	0.012 ± 0.005	N93°E

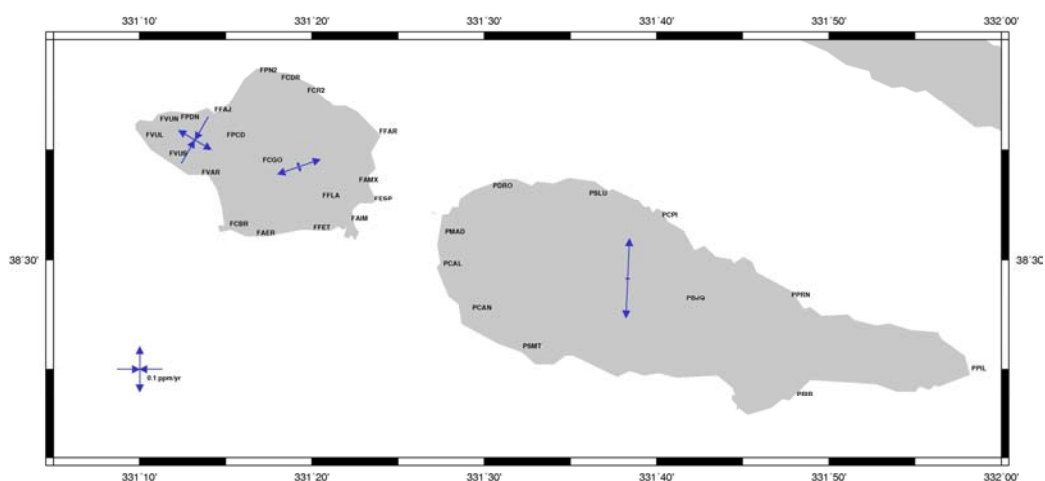


Figura 5.18. Taxas de deformação estimadas, entre 2001 e 2006, em três subredes da região Pico-Faial, em ppm/ano.

Os resultados geodésicos obtidos neste estudo indicam taxas de deformação um pouco mais significativas para a ilha do Faial do que para o Pico. Na zona ocidental do Faial mediu-se compressão na direcção N30°E à taxa de 0.116 ± 0.02 ppm/ano. A caracterização cinemática descrita pelo modelo global NUVEL-1A estima um movimento relativo inter-placas (Eurásia relativamente à África ‘fixa’) com azimute na direcção N66°E (DeMets *et al.*, 1994). O azimute para o movimento relativo entre a Eurásia (em movimento) e Núbia (‘fixa’) é N72°E e N80°E para os modelos DEOSVel (Fernandes *et al.*, 2003) e REVEL (Sella *et al.*, 2001), respectivamente. As estimativas geodésicas deste estudo indicam que a orientação do eixo de extensão máxima no Faial (subrede 2) é aproximadamente N72°E, consistente portanto com as estimativas dos modelos cinemáticos globais, e a taxa de extensão é de 0.1 ± 0.01 ppm/ano. Aplicando o valor desta taxa de deformação, calculada para o Faial, ao valor da sua dimensão (cerca de 20 km) na direcção da extensão verifica-se que o valor total de extensão, nesta parte da ilha, é de 2 mm/ano, o que representa aproximadamente

metade do valor estimado pelo NUVEL-1A nesta região (4 mm/ano). No Pico, os resultados geodésicos sugerem uma extensão de cerca de 0.2 ± 0.01 ppm/ano na direcção N03°E.

5.8.3. TAXA DE DEFORMAÇÃO VERTICAL

A componente vertical do campo de velocidades da rede SARTANGO foi determinada no sistema de referência ITRF2000. Como é sabido o sinal GPS emitido pelo satélite, ao atravessar a atmosfera, sofre um atraso devido à refacção. Esta perturbação conhecida pelo nome de 'refracção troposférica' altera principalmente a componente vertical do posicionamento. Esta perturbação causa um atraso no tempo de propagação dos sinais trans-atmosféricos e por consequência um alongamento aparente na distância satélite-antena (Langley, 1996). As estimativas das velocidades verticais são por isso menos robustas do que as estimativas para as componentes horizontais. A taxa de deformação vertical estimada para as estações SARTANGO, observadas mais de duas épocas, está representada na Figura 5.19. e descrita na Tabela 5.7.:

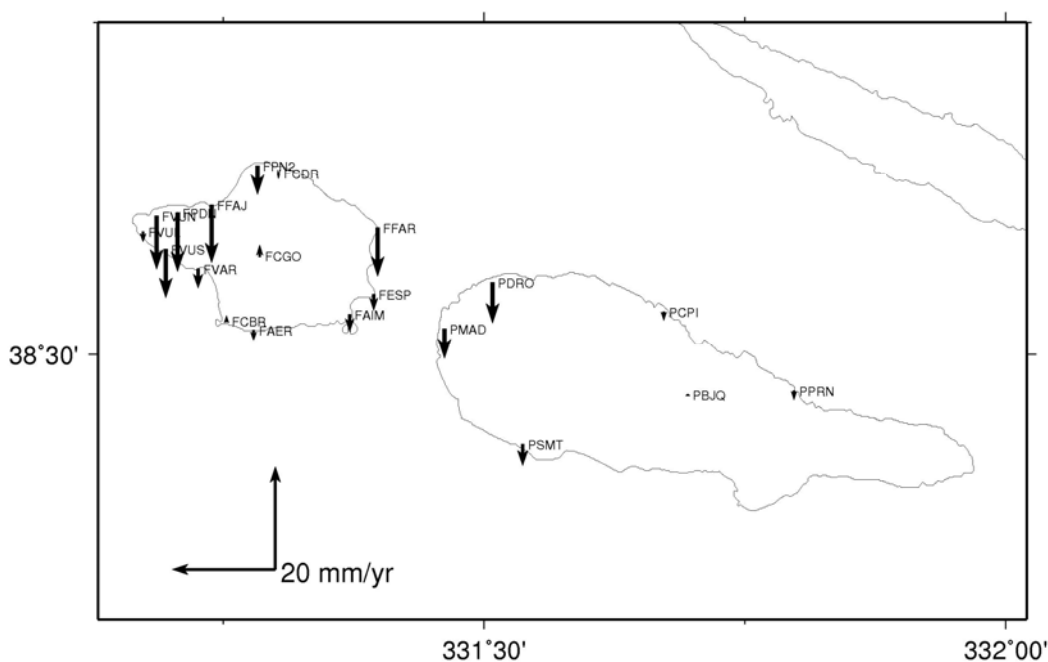


Figura 5.19. Velocidades verticais (em mm/ano), relativas ao sistema ITRF2000, para as estações da rede SARTANGO no período de 2001 a 2006. Apenas as estações com mais de duas épocas de observação estão representadas.

Tabela 5.7. Velocidades verticais estimadas (U_{vel} , em mm/ano) para as estações da rede SARTANGO, relativas ao sistema ITRF2000. A coluna 1-sig (em mm/ano) indica as incertezas associadas a cada velocidade. Apenas as estações com mais de duas ocupações estão representadas nesta tabela.

Site	Posição		U_{vel} mm/ano	1-sig mm/ano
	Long	Lat		
	(°)	(°)		
FAIM	331.37	38.53	-2.9	2.3
FAER	331.28	38.52	-1.5	5.1
FCBR	331.25	38.53	0.8	0.2
FCDR	331.30	38.64	-0.5	1.3
FCGO	331.29	38.57	1.8	1.5
FESP	331.39	38.55	-2.6	3.6
FFAJ	331.24	38.61	-10.7	1.2
FFAR	331.40	38.60	-8.9	2.2
FPDN	331.21	38.61	-10.8	2.2
FPN2	331.28	38.64	-5.2	0.9
FVAR	331.23	38.56	-3.2	2.1
FVUL	331.17	38.59	-1.5	0.8
FVUN	331.19	38.60	-9.8	4.5
FVUS	331.20	38.58	-8.9	4.2
PBJQ	331.70	38.47	0.1	1.9
PCPI	331.67	38.53	-1.2	0.1
PDRO	331.51	38.55	-7.4	2.4
PMAD	331.46	38.52	-5.3	2.0
PPRN	331.80	38.47	-1.3	1.2
PSMT	331.54	38.43	-3.6	2.6

Da análise da Tabela 5.7. verifica-se que algumas das velocidades verticais estimadas apresentam valores inferiores às respectivas incertezas, e por isso qualquer interpretação deve ser considerada preliminar. Uma série temporal mais alargada é fundamental para a confirmação destes resultados. Contudo, numa primeira análise pode verificar-se que o padrão de deformação vertical corresponde, de um modo geral, a um movimento de subsidência, sendo este mais pronunciado na zona ocidental da ilha do Faial onde podem ser observadas taxas de subsidência na ordem dos 10 mm/ano. Verifica-se também que as estações da encosta norte do Faial movimentam-se verticalmente a uma taxa superior à das estações da encosta sul. Este fenómeno pode estar apenas relacionado com a localização das respectivas estações, pois muitas delas encontram-se junto às falésias e portanto o movimento de subsidência pode estar relacionado com a erosão natural destas zonas. Esta hipótese deve também ser colocada para a estação FFAR localizada na encosta oriental da ilha. No Faial, a única estação que apresenta um movimento de elevação é a estação FCGO (a cerca de 1043 m de altitude) com cerca de 2 mm/ano no entanto este movimento é pouco relevante dada a incerteza associada. As restantes estações do Faial apresentam um movimento vertical pouco significativo. Relativamente ao Pico, verifica-se igualmente uma situação de subsidência geral, sendo o movimento vertical mais relevante atribuído às estações da encosta ocidental (PSMT, PDRO e PMAD).

As estimativas das velocidades verticais das estações SARTANGO são, tal como mencionado anteriormente, pouco robustas do ponto de vista da precisão. De modo a credibilizar os valores aqui obtidos efectou-se uma comparação entre as taxas de deformação vertical das estações FAIM e PDEL (cf. §5.6.), obtidas neste estudo (Figura 5.20.), com as obtidas por Fernandes (2004) e pela SOPAC (2007), respectivamente. Para a estação FAIM, Fernandes (2004) utilizou dados de uma série temporal de cerca de 10 anos (Outubro de 1993 a Julho de 2003) e obteve uma estimativa de -1.8 ± 0.6 mm/ano. Este valor é ligeiramente inferior ao obtido neste trabalho (-2.9 ± 2.3 mm/ano) e apresenta uma diferença pouco significativa. Para a estação PDEL, a SOPAC indica uma velocidade vertical de -2.5 ± 0.8 mm/ano, relativamente à época 2007.68 (SOPAC, 2007). Tal como no caso anterior este valor é ligeiramente inferior ao obtido neste trabalho (-3 ± 0.6 mm/ano) apresentando uma diferença desprezável. No entanto, a análise de uma série temporal de dados GPS mais longa é imperativa para que a interpretação do campo de velocidades verticais da rede SARTANGO possa ser bem fundamentada.

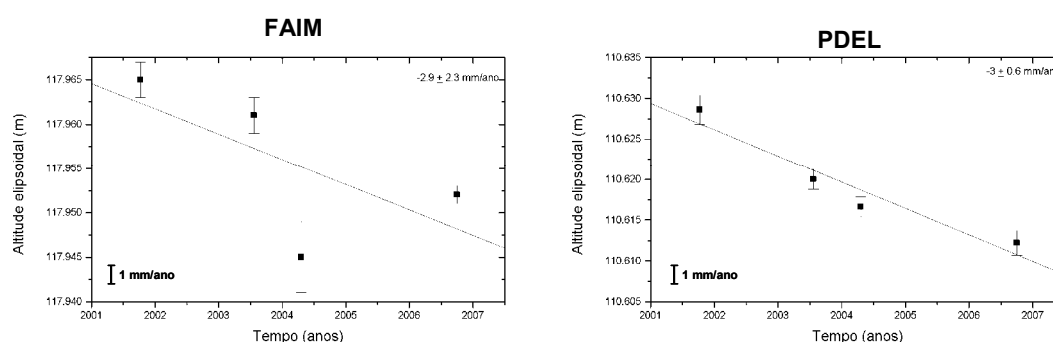


Figura 5.20. Estimativas geodésicas para as altitudes elipsoidais das estações FAIM (rede SARTANGO) e PDEL (rede global IGS), determinadas nas campanhas SARTANGO de 2001, 2003, 2004 e 2006 e respectivas incertezas (representadas pelas barras verticais). O declive das rectas de regressão indicam uma estimativa aproximada das taxas de subsidência de cada estação.

CAPÍTULO 6

Conclusões

6.1. Resultados e conclusões	142
6.2. Recomendações e perspectivas futuras	146

6.1. RESULTADOS E CONCLUSÕES

O principal objectivo deste estudo centrou-se na utilização de técnicas de detecção remota geodésicas aplicadas ao estudo da deformação do solo gerada pela acção de mecanismos de origem sísmica e/ou vulcânica na região Pico-Faial, no Arquipélago dos Açores. O intervalo de tempo seleccionado para este estudo abrangeu três períodos do ciclo sísmico, relacionado com o evento de Mw=6.1, que ocorreu a 9 de Julho de 1998, com epicentro localizado a cerca de 10 km a NE do Faial. A técnica DInSAR foi utilizada para investigar as deformações no solo geradas nos períodos pré- e co-sísmico e o GPS foi utilizado para estudar as deformações no período pós-sísmico. Os principais resultados deste trabalho são os seguintes:

1. *Avaliação da aplicabilidade da técnica DInSAR no estudo da deformação do solo, na região dos Açores, e investigação dos factores que mais limitam o seu sucesso nesta região.*

No historial geodésico da região Pico-Faial os resultados mais relevantes para este estudo resultam da análise das observações GPS efectuadas nas estações da rede geodésica local e que serviram para avaliar as deformações geradas pelo sismo de 1998. O período pré-sísmico foi também analisado através de observações GPS no entanto, a amostragem espacial das observações revelou-se insuficiente para investigar a distribuição da deformação desta região. Consequentemente, a técnica DInSAR utilizou-se neste trabalho como uma abordagem alternativa ao GPS. Os principais resultados obtidos sugerem que a técnica DInSAR e o sucesso da sua utilização, quando aplicada ao estudo de deformações do solo na região dos Açores, depende fortemente da separação temporal das imagens SAR, usadas no processamento interferométrico, das características do terreno e das características da deformação gerada no solo em relação à geometria de aquisição SAR. Relativamente ao primeiro aspecto, verificou-se uma grande ausência de correlação interferométrica em pares de imagens com uma separação temporal superior a 2 meses. Verificou-se também que, nesta região, a separação temporal do par interferométrico contribui mais para a falta de coerência interferométrica do que a separação orbital. Este facto deve-se essencialmente às características do terreno, em particular à presença de vegetação, aos declives acentuados que caracterizam a morfologia das ilhas, e às características climáticas da região que conferem um elevado grau de humidade à superfície do solo. Relativamente às características da deformação no solo, verificou-se que a trajectória dos satélites ERS não se adequou à

detecção do sinal co-sísmico devido ao quase paralelismo entre a trajectória do satélite e o movimento gerado no solo pelo efeito do sismo. A inexistência de imagens de órbitas ascendentes, na região de estudo e para o período analisado, limitou fortemente a quantificação do sinal de deformação, principalmente na ilha do Faial. A escassez de imagens SAR, de um modo geral, influenciou negativamente os resultados interferométricos produzidos. Por outro lado, a actual deformação da região Pico-Faial, analisada no presente trabalho através de dados GPS, revela que os deslocamentos motivados pelo ambiente geológico em que esta região se enquadra são consideravelmente pequenos. Conclui-se por isso que, a região dos Açores não reúne as condições ideais para a aplicação da técnica DInSAR. Contudo, a análise das deformações geradas por fenómenos de origem tectónica ou vulcânica pode ser realizada com sucesso através de DInSAR desde que a separação temporal entre os pares interferométricos seja reduzida (< 3 meses) e a zona de estudo seja essencialmente coberta por detritos vulcânicos e com vegetação pouco abundante. As deformações associadas aos fenómenos geodinâmicos nos Açores que apresentem uma evolução temporal lenta, tais como as deformações inter-sísmicas, são dificilmente captados por DInSAR e por isso devem ser aplicadas técnicas geodésicas auxiliares de modo a captar o respectivo sinal de deformação de baixa magnitude.

2. *Definição duma metodologia de processamento adequada para a aplicação da técnica DInSAR em situações de pouca correlação interferométrica.*

À data de início desta dissertação, a técnica DInSAR constituía por si só um objecto de investigação pois as suas primeiras aplicações datam do início dos anos 90 e portanto, decorriam apenas cerca de 10 anos após a sua introdução na área das geociências. O reduzido número de investigadores, em particular em Portugal, com uma base de conhecimento sólido em relação à utilização desta técnica dificultou naturalmente a progressão deste trabalho, nomeadamente nas questões relativas às particularidades da metodologia adoptada e na utilização do *software* seleccionado para o processamento dos dados interferométricos. Contudo, foi possível definir uma metodologia de processamento de dados interferométricos que se adaptasse às características da região de estudo. Nesta metodologia, descrita detalhadamente no capítulo 3 desta dissertação, o aspecto mais relevante prendeu-se com a necessidade da correlacionar manualmente as imagens do mesmo par interferométrico. Embora este procedimento seja teoricamente realizado de modo automático

pela maioria das aplicações computacionais de processamento interferométrico, a realização de diversos testes mostrou que a presença de água (mar), assim como a presença de inúmeros outros factores que influenciam a correlação interferométrica na região dos Açores dificulta o procedimento automático, sendo desta forma mais prudente que a correlação se efectue manualmente. Ultrapassada esta dificuldade, a metodologia utilizada para a realização dos restantes processos do cálculo dos interferogramas diferenciais mostrou-se bem adaptada aos dados existentes. O modelo de elevação de terreno utilizado no processamento interferométrico revelou-se igualmente adequado. A precisão vertical do DEM mostrou-se suficiente para a aplicação da abordagem interferométrica *2-pass*, e a resolução geométrica seleccionada (50 m) revelou ser a mais adequada para uma correcta interpretação dos interferogramas diferenciais. Relativamente às órbitas dos satélites ERS utilizadas, verificou-se que a precisão nas posições dos satélites e a amostragem temporal utilizada (60 segundos) foi a adequada pois não foram detectadas quaisquer franjas de origem orbital nos interferogramas calculados que revelassem uma modelação incorrecta desta contribuição interferométrica.

3. *Quantificação da deformação co-sísmica gerada pelo sismo de 1998 nas ilhas Faial e Pico através da técnica DInSAR.*

Os resultados geodésicos e geofísicos relativos às deformações geradas pelo sismo de 1998, na região Pico-Faial, deixavam antever grandes dificuldades na captação do sinal co-sísmico através da técnica DInSAR, devido essencialmente à fraca magnitude dos deslocamentos esperados (8-9 cm de deformação horizontal, no Faial). Contudo, entre os vários interferogramas co-sísmicos calculados, foi possível observar, na zona noroeste da ilha do Pico, um padrão de interferência concordante, em magnitude e localização, correspondente a cerca de 1 franja interferométrica. Este padrão de interferência foi neste trabalho de dissertação interpretado como expressão da deformação elástica gerada pelo sismo de 9 de Julho de 1998. A variação do alcance, correspondente ao 'salto' co-sísmico gerado, foi estimada em cerca de 26 ± 6 mm, para aquela zona do Pico. A amplitude e a distribuição espacial da deformação foi também comparada com os modelos sintéticos calculados com base na inversão dos dados geodésicos adquiridos por GPS, e verificou-se concordância sobre ambos os resultados. No entanto, os dados SAR não revelaram qualidade suficiente para acrescentarem um novo constrangimento

aos modelos geodésicos propostos. Este facto foi agravado por não terem sido obtidos quaisquer resultados interferométricos na ilha do Faial. Contudo, a técnica DInSAR contribuiu significativamente na avaliação da deformação co-sísmica no Pico onde a cobertura da rede geodésica era praticamente inexistente.

4. *Análise da cinemática actual da região Pico-Faial através de métodos geodésicos de elevada precisão.*

A contribuição da interferometria diferencial neste trabalho foi limitada ao estudo do período pré- e co-sísmico devido às diversas dificuldades encontradas no processamento interferométrico, em particular devido à escassez de dados SAR na região dos Açores, principalmente após o evento sísmico de 1998. O período que se seguiu correspondeu ao final da era dos satélites ERS e início do período operacional do novo satélite da ESA, o ENVISAT (lançado em Março de 2002). A continuidade de 14 anos de dados ERS foi então comprometida devido à impossibilidade de combinação dos dados SAR de ambos os sensores. Este tópico tem sido alvo de investigação e só recentemente foram publicados os primeiros trabalhos em que a integração de dados SAR dos satélites ERS e ENVISAT foi realizada com sucesso. Desta forma, decidiu-se neste trabalho analisar a cinemática actual da região Pico-Faial usando uma técnica geodésica independente que apresentasse o rigor necessário para a medição das actuais deformações desta região. O GPS foi a tecnologia escolhida para a análise da amplitude e da distribuição da deformação da superfície das ilhas Pico e Faial. Este trabalho centrou-se na análise dos resultados de quatro campanhas de observação GPS realizadas entre 2001 e 2006, numa rede de 31 estações distribuídas pelas ilhas em questão. O enquadramento cinemático regional e local desta região constituiu o principal tópico de investigação neste estudo. Assim, os resultados mais relevantes indicam que o Pico apresenta um comportamento cinemático mais próximo da placa Africana do que da placa Eurasiática, sendo que os movimentos horizontais residuais (calculados relativamente ao sistema de referência ITRF2000) em relação à África 'estável', tal como proposto pelo modelo cinemático global NUVEL-1A, são em média inferiores a 2 mm/ano, enquanto que os movimentos residuais em relação à Eurásia 'estável' são em média cerca de 5 mm/ano. No Faial, os movimentos horizontais residuais rondam em média os 3 mm/ano em relação a cada uma das placas, dificultando assim a interpretação do comportamento cinemático desta ilha, e

sendo portanto mais prudente concluir que, à semelhança de resultados de outros estudos geodésicos, o Faial se encontra na zona de deformação activa inter-placas. Relativamente às deformações intra-ilha, verificou-se uma partição da deformação entre as zonas ocidental e oriental do Faial. Nesta análise constatou-se que a velocidades das estações mais próximas do vulcão dos Capelinhos (junto à encosta sul) convergem coerentemente para cerca de 3 mm/ano na direcção Norte. A parte oriental do Faial apresenta deslocamentos relativos pouco significativos quando comparados com os da lado ocidental. Esta análise motivou o cálculo da distribuição da deformação em três sub-redes da área de estudo: Faial ocidental, Faial central e oriental, e Pico. Os principais resultados sugerem que a zona ocidental do Faial apresenta uma compressão evidente de cerca de 0.116 ± 0.02 ppm/ano na direcção N30°E contrastando com uma extensão na zona oriental de cerca de 0.1 ± 0.01 ppm/ano na direcção N72°E, consistente portanto com os indicadores geológicos para o movimento relativo inter-placas nesta região. Os resultados geodésicos no Pico sugerem uma pequena extensão de cerca de 0.2 ± 0.01 ppm/ano na direcção N03°E. O padrão de deformação vertical da rede SARTANGO apresenta um movimento geral de subsidência, sendo a taxa de deformação máxima verificada para as estações localizadas na zona oeste do Faial, com valores aproximadamente de -10 mm/ano. As elevadas incertezas associadas à componente vertical do campo de velocidades desta rede geodésica mostra que a série temporal de dados GPS considerada não é suficiente para uma análise bem fundamentada e portanto os resultados aqui apresentados devem ser considerados preliminares até à sua confirmação com outros dados geodésicos adicionais.

6.2. RECOMENDAÇÕES E PERSPECTIVAS FUTURAS

Os resultados obtidos neste estudo revelaram que as actuais deformações da região Pico-Faial apresentam valores consideravelmente pequenos para serem detectados através da abordagem DInSAR *standard*. Recomenda-se portanto que sejam testadas abordagens DInSAR alternativas à utilizada neste estudo, nomeadamente as abordagens assentes numa base estatística em particular as que utilizam um elevado número de imagens SAR para o estudo da evolução temporal de determinado fenómeno físico, tais como os *Permanent Scatterers* ou os métodos de *phase gradient*. Para o efeito, a necessidade de uma cobertura espacial contínua e persistente, da região dos Açores, é primordial e deve ser solicitada aos principais fornecedores de dados SAR. Adicionalmente às técnicas de abordagem estatística, recomenda-se

ainda que sejam testados métodos e técnicas complementares que melhorem os resultados da técnica DInSAR nesta região. Entre outras, sugere-se a utilização de reflectores artificiais para monitorizar diversos fenómenos de deformação em zonas de coerência reduzida e a exploração de imagens SAR resultantes de sensores radar com comprimentos de onda mais longos (e.g. bandas L- e P-) do que a banda C, uma vez que conduzem a resultados interferométricos de melhor qualidade pois apresentam um comportamento mais coerente. A sinergia entre o SAR e o GPS revela-se igualmente importante no estudo das deformações da superfície das ilhas dos Açores. Um dos principais desafios deste estudo centrou-se na dissipação de artefactos interferométricos que pudessem contaminar os interferogramas diferenciais co-sísmicos, em particular os artefactos atmosféricos. A aquisição simultânea de dados GPS e dados SAR poderá facilitar a modelação do atraso troposférico no sinal radar e desta forma, remover correctamente a contribuição atmosférica dos interferogramas diferenciais. Relativamente ao processamento dos dados interferométricos, o módulo automático do *software* DIAPASON que falhou invariavelmente foi o módulo que efectua a correlação entre as imagens do mesmo par. O insucesso deste processo deve-se principalmente à presença da água do mar em grande parte da área das imagens. A solução deste problema passou por realizar manualmente a correlação através da identificação de pontos de controlo, comuns a ambas as imagens, de modo a determinar visualmente os respectivos desvios em distância e azimute. Desta forma, sugere-se o desenvolvimento de algoritmos mais eficazes para a realização da correlação automática entre imagens SAR. Estes algoritmos devem contemplar as características do terreno em análise de modo a que a presença de elementos com tendência para a redução da correlação do sinal interferométrico não afectem o sucesso do processo automático.

Finalmente, os resultados geodésicos obtidos neste trabalho evidenciam a existência de deformação activa na região Pico-Faial e como tal a monitorização desta região deve realizar-se persistentemente de modo a ser acompanhada a evolução temporal dos fenómenos geodinâmicos em curso. O GPS revelou-se para este efeito a técnica mais indicada. No entanto, a análise dos dados GPS resultantes de campanhas de observação periódicas apresenta, de um modo geral, algumas limitações. Embora neste modo exista maior flexibilidade na geometria da rede a observar, a amostragem temporal das observações é pobre quando comparada com a das estações permanentes. Esta limitação afecta principalmente os estudos dos eventos físicos de deformação lenta. Eventos físicos que ocorram em escalas temporais inferiores ao intervalo entre campanhas não são também devidamente captados num modo de

observação periódico. Desta forma, a realização de observações a longo-termo na região dos Açores é fortemente recomendável. Só desta forma, será possível detectar movimentos não-lineares e discontinuidades existentes associadas por exemplo, aos efeitos sazonais causados pelos efeitos de marés (terrestres, oceânicas e atmosféricas). A observação em modo contínuo melhora ainda a precisão das observações, principalmente porque muitos dos erros sistemáticos presentes nas observações GPS (e.g. erros nas funções de mapeamento troposférico, problemas associados à pressão da radiação solar ou o multitrajecto) tendem a repetir-se de dia para dia e com observações a longo-termo estes erros são minimizados. Neste sentido, o alargamento da rede de estações GPS permanentes na região dos Açores é imperativo. Esta tem sido inclusive a tendência actual em estudos geodésicos aplicados às regiões tectonicamente mais activas do planeta (e.g., na California, nos Alpes Franceses, no Japão).

ANEXOS

ANEXO A

RADAR de Abertura Sintetizada

A.1. RADAR: História e evolução	152
A.2. Princípio de funcionamento do RADAR	155
A.3. Sistemas SLAR	156
A.3.1. Formação de uma imagem SLAR	157
A.3.2. Resolução das imagens RAR	160
A.3.2.1. Resolução em azimute	161
A.3.2.2. Resolução em distância	161
A.3.3. Radar de Abertura Sintetizada	163
A.3.3.1. Síntese de abertura	163
A.3.3.2. Compressão em distância	165
A.4. Processamento SAR	168
A.5. Sinal radar complexo	174
A.5.1. Amplitude	175
A.5.2. Fase	175
A.6. Distorções geométricas das imagens SAR	176

A.1. RADAR: HISTÓRIA E EVOLUÇÃO

James C. Maxwell, físico escocês do século XIX, publicou em 1873 “*A Treatise on Electricity and Magnetism*” onde previa formalmente a existência de ondas electromagnéticas como consequência da variação temporal dos campos eléctrico e magnético. Estas ondas apresentavam uma velocidade idêntica à da luz. Em 1888, o físico alemão Heinrich Hertz, conseguiu provar experimentalmente algumas das conclusões de Maxwell mas foi Guglielmo Marconi, um engenheiro electrotécnico italiano quem, em 1895, iniciou uma série de experiências com o objectivo de transmitir ondas rádio a longas distâncias. Em 1899 conseguiu transmitir sinais rádio através do Canal da Mancha e dois anos mais tarde transmitiu sinais rádio através do Atlântico. Marconi descobriu que as ondas rádio podiam ser transmitidas através de diferentes materiais e que alguns desses materiais as reflectiam, tendo ainda determinado experimentalmente a sua velocidade.

No início do século XX, a reflexão das ondas rádio foi explorada pela industria naval na detecção de objectos aéreos e marítimos. Contudo, foi só na década de 40, com a II Guerra Mundial, que surgiu o primeiro radar operacional, que foi utilizado essencialmente para fins militares, quer na navegação terrestre quer na navegação aérea. O termo RADAR é o acrónimo de **RA**dio **D**etection **A**nd **R**anging.

No período pós-guerra surgiu o primeiro radar de visada lateral (*Side-looking airborne radar*, SLAR). Este aparelho, transportado a bordo de um avião, permitia gerar uma imagem de grande resolução de uma faixa do terreno paralela à trajectória do avião. A localização de um objecto passa a ser feita pela posição do aparelho sobre a sua trajectória e pelo tempo de propagação do sinal electromagnético entre o radar e o objecto detectado no solo. O radar é então utilizado pela primeira vez como um sensor de detecção remota. Contudo, as resoluções espaciais dos sistemas SLAR eram ainda demasiado baixas para aplicações relacionadas com o estudo da superfície terrestre, e na década de 50 desenvolveu-se o radar de abertura sintetizada (*Synthetic Aperture Radar*, SAR), que utiliza o efeito Doppler para melhorar a resolução espacial das imagens. Esta melhoria, permitiu que a partir dos anos 60 as imagens radar fossem disponibilizadas para a comunidade civil e científica. As primeiras aplicações do SAR foram utilizadas em missões de exploração da Terra e do Espaço. Os resultados mais interessantes destas missões prenderam-se com a determinação exacta da distância entre corpos celestes (e.g. distância entre a Terra e a Lua) e o conhecimento mais detalhado da superfície de Vénus (Curlander e McDonough, 1991; Henderson e Lewis, 1998).

O *Jet Propulsion Laboratory* (JPL) lança, em 1978, o satélite experimental SEASAT com quatro instrumentos a bordo que usam o radar para estudar essencialmente a superfície oceânica. O altímetro radar permitiu medir a altura da superfície dos mares relativamente ao satélite com elevada precisão. Esta missão teve a duração de apenas 100 dias, mas o satélite recolheu mais dados da superfície do mar do que 100 anos de investigação em navios (Pounder, 1980).

Baseados no sucesso do SEASAT, a NASA, em parceria com investigadores alemães e italianos, realizou várias missões *Space Shuttle*, durante os anos 80 e 90. O primeiro instrumento foi o *Shuttle Imaging Radar* (SIR) transportando a bordo um radar de abertura sintetizada cujo principal objectivo era produzir mapas topográficos de grande parte da superfície da Terra. Esta parceria de investigadores manteve-se, e em Fevereiro de 2000 a NASA lança outra missão designada por *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM). Desta vez a NASA utilizou uma versão modificada do radar SIR, capaz de obter dados de altitude muito mais precisos que os obtidos pelo SIR. Esta missão teve como objectivo a produção de um modelo altimétrico global de elevada precisão altimétrica e com uma resolução espacial de aproximadamente 90m, abrangendo uma faixa da superfície terrestre localizada entre as latitudes 60°N e 58°S (Jordan *et al.*, 1995; Werner, 2001).

Em 1991 a Agência Espacial Europeia (ESA) lançou o seu primeiro satélite de observação da Terra, o *European Remote-Sensing Satellite* (ERS-1), pioneiro de uma nova geração de satélites. O objectivo primordial deste satélite era o de recolher dados que permitissem um aumento do conhecimento das zonas costeiras e dos processos globais do oceano, contribuindo assim para a investigação climatológica. Tal como o SEASAT, o ERS-1 transportava também um Instrumento Activo de Microondas (*Active Microwave Instrument*, AMI). O AMI, do ERS-1, compreendia dois radares independentes: o Radar de Abertura Sintetizada e o *Wind Scatterometer*. O SAR operava em dois modos: modo “*image*”, para produzir imagens com resolução espacial de 10-30 m, cobrindo uma área de 100 km x 100 km da superfície da Terra, independentemente das condições de luminosidade ou climatéricas, e modo “*wave*” para produzir imagens com uma resolução espacial de 5 km x 5 km a cada 200 ou 300 km, com aplicação em oceanografia, em particular para a medição da largura e da frequência das ondas do mar. O *Wind Scatterometer* permitia medir a velocidade e a direcção do vento (Attema, 1991). Para além destes sensores, o ERS-1 continha ainda um altímetro, cujos dados foram largamente utilizados para a determinação do geóide, um sensor de microondas designado por *Precise Range and Range Rate Experiment* (PRARE), cuja principal função era melhorar os dados do altímetro, e um radiómetro

(*Along-track scanning radiometer* - ATSR), que permitiu produzir imagens de infravermelhos utilizadas principalmente para medir a temperatura da superfície dos oceanos. Durante o seu tempo de vida, o satélite ERS-1 operou em várias fases diferenciadas pelos ciclos de repetição orbital: um ciclo no qual uma órbita era repetida a cada 3 dias, dedicado à observação das calotes polares; um ciclo no qual uma órbita era repetida a cada 35 dias, dedicado a aplicações multi-disciplinares; e um ciclo no qual uma órbita era repetida a cada 168 dias, dedicado a aplicações geodésicas. O ERS-1 superou, no entanto, as expectativas em relação ao seu tempo de vida, inicialmente previsto para 3 anos, funcionando até Março do ano 2000. Em 1995 a ESA lança o sucessor do ERS-1, o satélite ERS-2, cuja missão tinha como principal objectivo produzir dados para aplicações comerciais, apesar de manter os objectivos científicos. Ambos os satélites ERS-1 e ERS-2 tinham instrumentos bastante semelhantes, permitindo que as várias aplicações tirassem vantagem da operação conjunta dos dois satélites. Em particular, a operação designada por “operação *tandem*” dos dois satélites, na qual o ERS-2 seguia o ERS-1, na mesma órbita, com um intervalo temporal de 30 minutos. Este modo permitiu adquirir imagens da mesma área da superfície terrestre repetidas a cada 24 horas. Depois de 1996, o ERS-1 entrou em hibernação actuando como satélite *backup* e adquirindo informação apenas em ocasiões especiais relacionadas, na maioria dos casos, com a ocorrência de fenómenos passíveis de serem estudados através de interferometria SAR. O ERS-2 impulsionou o estudo da química da atmosfera, pois, além dos sensores idênticos aos do ERS-1, transportava ainda um instrumento, designado por *Global Ozone Monitoring Experiment* (GOME), que permitia medir os traços dos gases da troposfera e estratosfera.

Na sequência dos satélites lançados pela ESA, outras agências espaciais investiram os seus esforços para o lançamento de satélites transportando a bordo sensores de microondas. Em 1995, o *Canada Center for Remote Sensing* lança o Radarsat-1, com o objectivo principal de investigar alterações ambientais e cartografar as zonas polares, em especial o Ártico (Showstack, 1997), e em 1992, a *National Space Development Agency of Japan* (NASDA) lança o *Japan Earth Resources Satellite* (JERS-1) cuja missão tinha em vista a elaboração de produtos cartográficos, nomeadamente mapas de uso do solo. Hanssen (2001) faz uma breve descrição das características das várias missões SAR por satélite e refere ainda algumas das aplicações dadas aos produtos destas missões.

Em 2002, a ESA lançou o Envisat, o sucessor dos satélites ERS-1 e ERS-2. O Envisat transporta a bordo vários sensores, entre os quais o ASAR (*Advanced Synthetic*

Aperture Radar) que opera na banda-C. Este satélite é hoje o principal fornecedor de dados radar no espaço europeu. Outros operadores (e.g. Agência espacial Canadiana, com o Radasat-2), Japonesa (ALOS), Americana (LightSAR, ECHO), Italiana (COSMO-SKYMED) e Alemã (SMARTSAR) completaram o espectro de instrumentos disponíveis e permitem a utilização da tecnologia desenvolvida para além da vida útil de um sensor específico, e bem que num quadro tecnológico estável. Algumas melhorias estão equacionadas (integração com GPS, utilização de banda L) e novas missões estão previstas neste sentido (EVINSAR e ECHO).

A.2. PRINCÍPIO DE FUNCIONAMENTO DO RADAR

Os sensores de imagens radar utilizam a região das microondas do espectro electromagnético. A região das microondas inclui comprimentos de onda que podem variar de 1 cm a 1 m (frequências entre 0.3 e 30 GHz). As microondas apresentem características importantes para a detecção remota, em particular a capacidade de penetração através das nuvens, pois não são sensíveis à dispersão atmosférica que afecta os comprimentos de onda mais baixos. Entre as frequências de 1 a 10 GHz a transmissividade é praticamente de 100%, o que torna o sistema radar teoricamente isento dos efeitos provocados pela presença de nuvens ou precipitação. Escolhendo correctamente a frequência, o sistema radar activo pode operar sob quaisquer condições atmosféricas e em qualquer época do ano.

Um instrumento radar é constituído essencialmente por um transmissor, um receptor, um modulador, um processador e uma antena. O transmissor emite curtos e sucessivos impulsos de microondas que são focados pela antena num feixe. Parte da energia emitida é reflectida e recebida no receptor, sob a forma de eco, no caso de encontrar um alvo localizado no feixe “iluminado” pelo transmissor. Se a energia for emitida em intervalos regulares de impulsos breves, é então possível calcular o tempo T decorrido entre a emissão do sinal e a recepção dos ecos. Conhecendo a velocidade de propagação das ondas electromagnéticas na atmosfera (aproximadamente igual à velocidade da luz, c , no vazio), podemos deduzir a distância (R) entre o transmissor e o alvo reflector, através da equação 2-1:

$$R = c \frac{T}{2} \tag{A-1}$$

onde $c = 299792458 \text{ m.s}^{-1}$, representa a velocidade da luz no vácuo. A intensidade do sinal traduz ainda a natureza do objecto que reflecte o sinal radar, ou sejam, as propriedades dieléctricas dos materiais que o compõem, e as dimensão do próprio objecto.

Quando o radar foi desenvolvido atribuíram-se designações pouco intuitivas aos diferentes comprimentos de onda presentes na região das microondas: banda-X, banda-C, entre outras. Estas designações continuam a ser utilizadas actualmente e tal como todas as bandas espectrais, esta divisão continua a ser arbitrária. Na tabela A.1 são apresentadas as diferentes bandas radar e os respectivos comprimentos de onda e frequências.

Tabela A.1. Bandas de frequências das microondas (classificação segundo Askne, 2003).

Banda espectral	K	X	C	S	L	P
Comprimento de onda (cm)	0.8-2.8	2.8-5.2	4.8-7.7	7.7-19	19-77	77-133
Frequência (GHz)	36-10.9	10.9-5.75	6.2-3.9	3.9-1.55	1.55-0.39	0.39-0.225

A.3. SISTEMAS SLAR

Os sistemas radar podem ou não ser sistemas de imagem. O caso mais comum de sistemas radar sem imagem corresponde aos instrumentos que se utilizam no controlo da velocidade automóvel baseados no efeito *doppler*. Um outro exemplo de sensores de microondas que não produzem imagens são os altímetros. Na maioria dos casos são dispositivos de detecção de perfis que medem apenas numa dimensão linear, ao contrário da dimensão bidimensional dos sensores de imagens. As imagens meteorológicas ou de controlo de tráfego aéreo constituem os exemplos mais comuns dos sistemas radar de imagem designadas por PPI (acrónimo de *PlanPosition Indicator*) e que possuem uma antena rotativa. Os sistemas radar utilizados em aplicações de detecção remota estão instalados em plataformas (aviões ou satélites) e têm características, em relação à geometria de aquisição dos dados, que os distinguem entre si. Os sistemas radar mais utilizados na observação da Terra são quase todos sistemas de visada lateral (*Side-Looking Airborne Radar*, SLAR). Estes sistemas têm a particularidade de adquirirem informação lateralmente, ao contrário da maioria dos sistemas ópticos, cuja aquisição é feita a partir de um determinado centro de perspectiva, segundo a direcção da vertical de lugar do sensor (*nadir-looking*).

Os sistemas SLAR surgem na tentativa de reduzir ao máximo a ambiguidade do sinal reflectido pelos objectos captados pelo radar. Um sistema radar com visada na direcção do nadir (*nadir-looking*) não consegue distinguir alvos que estejam à mesma distância do sensor pois, no mesmo instante, existe apenas um feixe de “iluminação” para ambos os alvos e os ecos por eles reflectidos chegam ao receptor simultaneamente (Figura A.1a). Esta ambiguidade na diferenciação de todos os alvos equidistantes e simetricamente posicionados em relação à vertical do lugar do sensor,

conduziu ao desenvolvimento do radar de visada lateral. Num instrumento SLAR o transmissor emite energia lateralmente apenas a partir de um dos lados da plataforma, e o feixe de energia atinge os mesmos dois alvos, mas em instantes diferentes, permitindo que os seus ecos cheguem à antena receptora também em instantes diferentes (Figura A.1b).

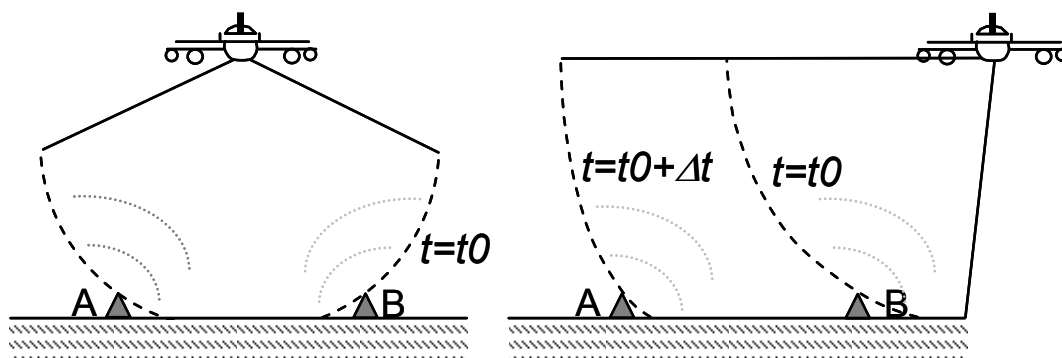


Figura A.1. a) Radar com visada na direcção do nadir (figura da esquerda); b) radar de visada lateral (figura da direita).

De um modo geral, os sistemas SLAR dividem-se em dois grandes grupos: os sistemas radar de abertura real (*Real Aperture Radar – RAR*) e os sistemas radar de abertura sintetizada ou sintetizada (*Synthetic Aperture Radar – SAR*). Um radar de abertura real é um radar onde as dimensões físicas da antena que transporta determinam a resolução espacial da imagem na direcção do movimento do satélite ou avião (direcção azimutal). Um radar de abertura sintetizada é um radar que transporta uma antena pequena (10 m no caso dos satélites ERS) mas que através da combinação entre o movimento da plataforma e de modos especiais de registo dos ecos retro-reflectidos, simula uma antena de comprimento maior para produzir uma imagem com uma resolução azimutal mais fina. Ambos os sistemas utilizam o mesmo princípio de funcionamento do SLAR e a formação da imagem radar realiza-se de modo semelhante, diferindo apenas na resolução espacial das imagens.

A.3.1. FORMAÇÃO DE UMA IMAGEM SLAR

No SLAR o feixe de microondas é transmitido obliquamente, na direcção do solo, segundo um ângulo perpendicular à trajectória do satélite e que faz com a vertical de lugar do satélite, num determinado instante t , um ângulo diferente de zero.

Na Figura A.2, ilustra-se a geometria de aquisição de uma imagem num instrumento radar de abertura sintetizada. Assim, considere-se o satélite A a deslocar-se segundo a direcção da sua trajectória (*along-track*) a uma velocidade constante. O ponto B é o

ponto da intersecção da vertical de lugar do satélite com o solo, num determinado instante t . O conjunto de todos os pontos nadir, referentes às diferentes posições que o satélite ocupa durante a sua trajectória, forma o traço nadiral da trajectória do satélite (*nadir-track*), ou seja a projecção da órbita do satélite na Terra (*ground-track*). Devido à velocidade da plataforma o radar ilumina uma faixa no solo (C) paralela à direcção do vôo. Esta faixa que é continuamente vista pelo radar é designada por faixa de varrimento do radar (*radar swath*). Cada impulso radar é transmitido obliquamente num ângulo perpendicular à direcção de voo (*across-track*), “iluminando” uma área no solo (figura de irradiação da antena radar) designada por pegada (*footprint*). O alcance r (*range*) define a largura da faixa C perpendicular à direcção de voo, enquanto o azimute a (*azimuth*) define a dimensão ao longo da faixa C paralela à direcção de voo. Estas duas dimensões, r e a , ortogonais entre si, constituem assim um sistema de eixos coordenados na imagem radar. O eixo dos azimutes é definido pela direcção do movimento do satélite, e o eixo das distâncias é definido pelo eixo perpendicular ao vector velocidade do satélite e tangente à superfície do solo. Define-se ainda um terceiro eixo, o eixo das altitudes (h), que é orientado directamente em relação aos dois eixos precedentes, e é definido pela vertical de lugar do satélite. A porção da faixa da imagem mais próxima do ponto B é designada por alcance próximo (*near range* - NR), enquanto a parte da faixa mais afastada é designada por alcance afastado (*far range* - FR).

O ângulo de vista (θ) é o ângulo segundo o qual o radar “vê” a superfície, e é definido pela vertical de lugar do satélite e pela sua linha de vista (coincidente com a direcção do feixe de radar). O ângulo de incidência (i) é o ângulo entre a linha de vista e a vertical de lugar do alvo observado pelo radar. O ângulo de depressão (δ), é o ângulo definido entre a horizontal tangente à trajectória do satélite e a linha de vista ou seja, o complementar do ângulo de vista θ . Numa imagem radar, δ diminui com o afastamento ao traço do satélite no solo ou seja, com o aumento de r . Em todos os alcances o radar mede o comprimento da linha radial de vista entre o radar e cada alvo na superfície, designado por alcance oblíquo (*slant-range*). A projecção do alcance oblíquo no solo (*ground-range*) é a distância entre a projecção da órbita do satélite no solo e o alvo.

matriz bidimensional, onde os parâmetros distância e tempo são representados respectivamente, em coluna (alcance) e linha (azimute), formando assim uma imagem radar (cf. Figura A.3). As escalas de grandeza destes dois mecanismos de formação da imagem são diferentes, e portanto podemos considerá-los independentes entre si. Como o *pixel* é definido pela entidade elementar da matriz bidimensional criada, verifica-se com esta geometria que, sobre uma mesma linha, não existam dois *pixels* que possuam a mesma distância ao radar. Uma linha da imagem é adquirida a cada emissão dum impulso radar, e uma coluna representa o conjunto de respostas dos reflectores colocados à mesma distância do radar. Cada *pixel* de uma imagem radar é descrito pela suas coordenadas, distância (r) e azimute (a), e pelo seu valor de cinzento, determinado pela intensidade do sinal reflectido.

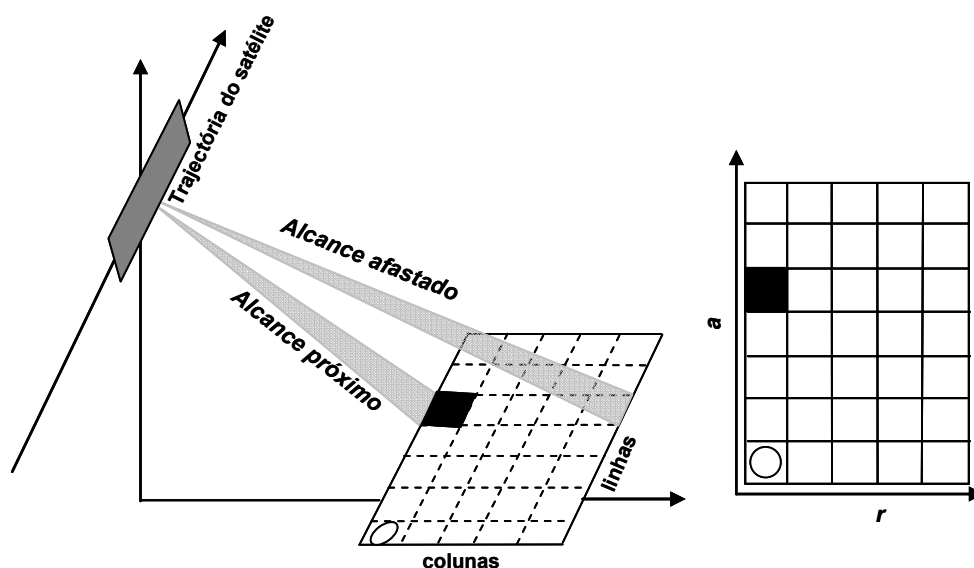


Figura A.3. Formação de uma imagem radar.

A.3.2. RESOLUÇÃO DAS IMAGENS RAR

Designa-se por resolução a distância mínima que separa dois elementos pontuais de modo a que apareçam distintos na imagem (Rayleigh, 1879). A resolução espacial de uma imagem radar depende de algumas propriedades da antena (comprimento, largura, e ângulo de incidência), da altitude do satélite, e da duração do impulso radar. A largura do feixe, designado também por largura do lóbulo da antena, será o factor que mais limita a resolução em azimute e a duração dos impulsos emitidos o factor que limita a resolução em distância.

A.3.2.1. RESOLUÇÃO EM AZIMUTE

A resolução, na direcção azimutal, de uma imagem radar é influenciada pela resolução angular da antena radar que depende por sua vez da abertura angular do feixe (β) da antena de emissão. A abertura do feixe da antena pode ser definida pela razão entre o comprimento de onda (λ) do radar e o comprimento da antena (L) na direcção azimutal:

$$\beta = \frac{\lambda}{L} \text{ (radianos)} \quad (\text{A-2})$$

onde β vem em radianos e λ e L são dados em metros.

A resolução da imagem na direcção azimutal é então determinada pelo produto do alcance oblíquo (R) pelo ângulo de abertura do feixe (β), em radianos:

$$\rho_{AZ} = R \times \beta \quad (\text{A-3})$$

Pela equação A-3 verifica-se que a resolução será tanto melhor quanto menor for o ângulo de abertura do feixe radar. Mas para diminuir β há que aumentar a dimensão L da antena. Verifica-se ainda que a resolução em azimute degrada-se com o aumento da distância R , que por sua vez aumenta com a altitude do radar. É por esta razão que os sistemas radar por satélite não utilizam radares de abertura real devido às fracas resoluções das imagens que produzem.

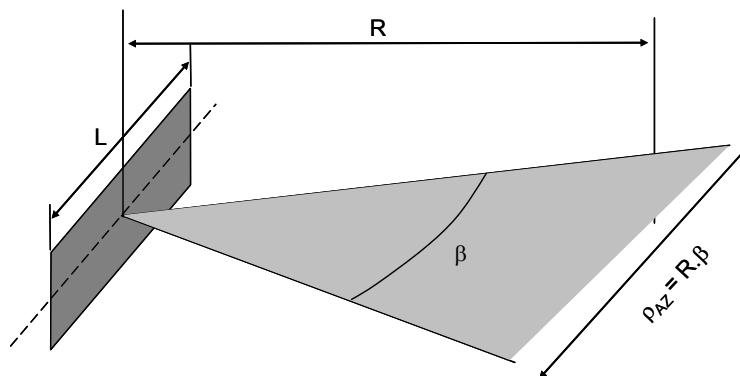


Figura A.4. Resolução em azimute.

A.3.2.2. RESOLUÇÃO EM DISTÂNCIA

A capacidade do radar discriminar dois objectos próximos entre si na direcção do alcance oblíquo define a resolução em distância (ρ_d). Esta resolução depende do

tempo de duração do impulso emitido e corresponde a metade da distância percorrida pela onda no intervalo da duração do impulso:

$$\rho_d = \frac{c\tau}{2} \quad (\text{A-4})$$

onde ρ_d vem em metros, c é a velocidade da luz em metros por segundo e τ é a duração do impulso em segundos.

A resolução em distância projectada no solo corresponde à distância horizontal verdadeira de cada ponto medido no alcance oblíquo. Esta resolução é determinada por (Mikhail *et al.*, 2001):

$$(\rho_d)_{solo} = \frac{c\tau}{2 \sin \delta} \quad (\text{A-5})$$

para um terreno plano, onde δ corresponde ao ângulo de depressão. Com o aumento do ângulo de depressão esta resolução degrada-se. A resolução em distância é também independente da altitude do sensor radar (H) e do alcance oblíquo (R) e quando projectada no solo diminui do alcance próximo para o alcance afastado.

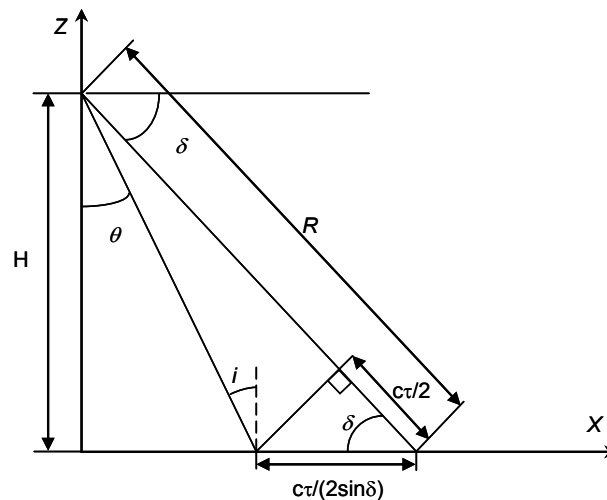


Figura A.5. Resolução em distância.

Pela Equação A-4, verifica-se que para melhorar a resolução em distância é preciso diminuir a duração do sinal radar emitido. Contudo, para se obter ecos suficientemente intensos de modo a diferenciá-los do ruído de fundo do ambiente, é necessário uma potência de emissão muito forte. Os níveis de potência necessários são difíceis de obter sobretudo para os radares a bordo de satélites.

Em suma, numa imagem radar, uma boa resolução azimutal consegue-se com um pequeno ângulo de abertura de feixe do radar e uma boa resolução em distância consegue-se com a emissão de sinais electromagnéticos breves e potentes. No caso particular do satélite ERS-1, a antena tinha 10 m de comprimento, orbitava a uma latitude de cerca de 850 km, operava com comprimentos de 5.6 cm (banda-C) e a duração dos impulsos emitidos era de 37 micro-segundos (μs). Pelas equações A-3 e A-4, verifica-se que o seu poder separador em azimute era de 5 km e em distância de cerca de 11 km. Naturalmente, imagens com estas resoluções não oferecem qualquer interesse para a detecção remota. Uma resolução azimutal de cerca de 4 m seria aceitável, mas para isso era necessária uma antena com aproximadamente 12 km de comprimento. Construir e transportar tal antena é obviamente impensável. Felizmente as técnicas de síntese de abertura e de compressão em distância permitiram melhorar as fracas *performances* iniciais dos sistemas radar de abertura real resultando imagens com melhores resoluções.

A.3.3. RADAR DE ABERTURA SINTETIZADA

A.3.3.1. SÍNTESE DE ABERTURA

Um radar que utilize o princípio de abertura sintetizada recorre ao efeito Doppler, resultante da passagem do radar por cada objecto detectado, e ao histórico das mudanças de fase a ele associadas, para simular uma antena cujo comprimento é muitas vezes maior que o da antena real. Este processo é obtido eletronicamente, daí o termo "abertura sintetizada". Wiley (1954) foi quem primeiramente demonstrou que o desvio Doppler de um eco poderia ser utilizado para simular, ou também dito sintetizar, um ângulo de abertura de feixe da antena radar diferente do real de modo a melhor a resolução das imagens SAR.

Uma abordagem intuitiva explica de forma simples o princípio de abertura de um SAR. Considere-se então, um radar a bordo de um satélite que se desloca na sua órbita a uma velocidade v , e um alvo P no solo que se encontra a uma distância R (alcance oblíquo) do radar (Figura A.6). Considere-se ainda que a dimensão azimutal (L) da antena radar é compatível com um possível transporte a bordo do satélite (e.g. 6 a 10 m), sabendo à partida que terá um ângulo de abertura do feixe demasiado grande. Com o deslocamento do satélite o transmissor envia impulsos de duração τ_p em intervalos regulares ($1/PRF$) de t segundos e o alvo P é observado pelo radar durante um certo intervalo de tempo desde a sua entrada no campo visual do radar, no instante t_e , até à sua saída, no instante t_s . Suponhamos que no intervalo de tempo ($t_s - t_e$) o radar envia N impulsos que ao detectarem o alvo P reflectem também N ecos,

fazendo com que P participe em N linhas da imagem radar. Existindo outros alvos no lóbulo da antena, cuja distância ao radar seja equivalente a R , então o eco de P será a soma dos ecos reflectidos por todos esses alvos. Após a emissão dos N impulsos a distância percorrida pelo satélite no intervalo $(t_s - t_e)$, será de $v \cdot (t_s - t_e)$, também designada por comprimento da “abertura sintetizada”. Ou seja, se fosse usada uma antena de dimensão igual a $v \cdot (t_s - t_e)$, o ângulo de abertura do feixe (β) seria igual a $\lambda / [v \cdot (t_s - t_e)]$ e a resolução azimutal βR . Contudo, usando uma antena mais pequena pode obter-se uma resolução da mesma ordem de grandeza da dimensão física da antena se aproveitarmos o deslocamento do satélite ao longo da sua trajectória. Portanto, mais do que procurar diminuir o ângulo de abertura do feixe da antena, o princípio de síntese procura aumentá-lo. A resolução é medíocre, mas se o satélite se deslocar lentamente, haverá sobreposição de partes das zonas de iluminação da antena.

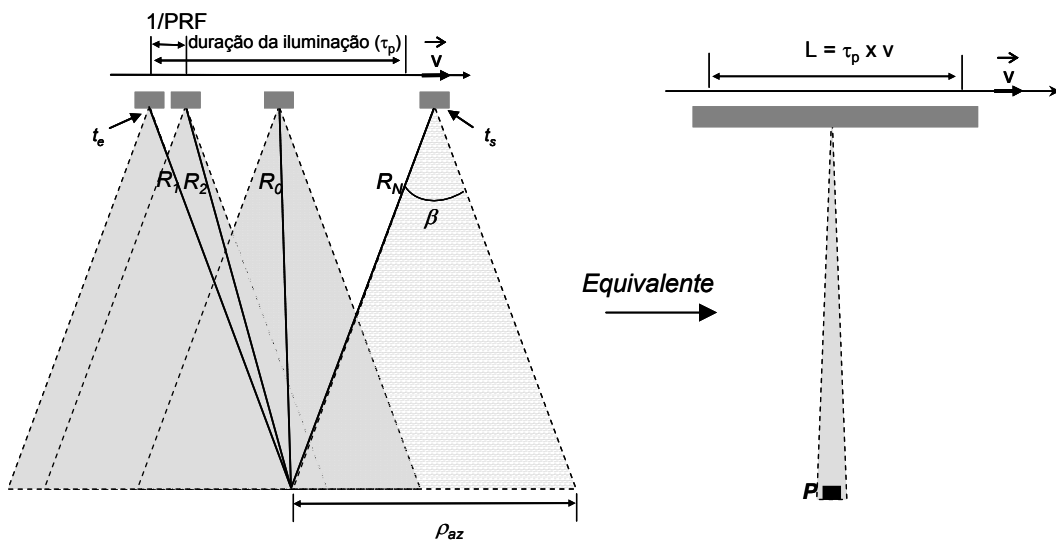


Figura A.6. Princípio de síntese de abertura radar.

O princípio de síntese de abertura radar pode ser formulado matematicamente como a seguir se demonstra. Num sistema radar de abertura real a largura do feixe em azimute (ida-e-volta, daí o 2 no numerador da equação A-6) é dada por:

$$\beta = \frac{\lambda}{2L} \tag{A-6}$$

e a respectiva resolução linear, ou seja a projecção linear do feixe no terreno, é dada por:

$$\rho_{AZ} = \beta R = \frac{\lambda R}{2L} \quad (A-7)$$

O deslocamento da antena durante os instantes t_e e t_s ($T=t_s-t_e$) é o comprimento efectivo da abertura sintetizada (L_s):

$$L_s = vT \quad (A-8)$$

Então, sendo T o tempo no qual o objecto é “visto” pelo radar pode escrever-se:

$$T \equiv \text{projecção_no_terreno} / v \quad (A-9)$$

$$T = \frac{\beta R}{v} = \frac{\lambda R}{vL} \quad (A-10)$$

onde L é o comprimento real da antena.

$$L_s = \frac{v\lambda R}{vL} = \frac{\lambda R}{L} \quad (A-11)$$

e a resolução azimutal vem finalmente dada por:

$$\rho_{az} = \frac{\lambda R}{2L_s} = \frac{\lambda R}{2 \frac{\lambda R}{L}} = \frac{L}{2} \quad (A-12)$$

Ou seja, no caso da melhor *performance*, a resolução azimutal SAR é metade do comprimento físico da antena. O resultado mais interessante desta técnica é que a resolução azimutal depende unicamente da dimensão da antena e é independente do comprimento de onda do radar, da velocidade do satélite ou da sua altitude. Contudo, esta resolução é limitada pelo tempo de “iluminação” total do alvo. Segundo o teorema de Nyquist (“*sampling theorem*”), a frequência de amostragem deve ser pelo menos duas vezes superior à frequência do sinal (Richards e Jia, 1999). Isto significa que o valor do *PRF* escolhido para o radar deve ser superior ou igual a $2v/L$ ou seja, para um $PRF=1$ o deslocamento do radar deve corresponder a metade da dimensão azimutal da antena.

A.3.3.2. COMPRESSÃO EM DISTÂNCIA

O princípio de síntese de abertura permite obter resoluções azimutais, para as imagens SAR, de apenas alguns metros (para o ERS: com $L = 10$ m então $\rho_{AZ} = \sim 4-5$ m). Para que as resoluções na direcção das distâncias fossem equivalentes foi necessário desenvolver algumas técnicas de processamento do sinal radar. A explicação destas técnicas requer a compreensão do exemplo ilustrado na seguinte Figura A.7. Considere-se por exemplo dois objectos distanciados de 60 m na direcção

de vista do satélite, e um radar a emitir impulsos tal que $c\tau = 100$ m. Considere-se ainda que a verdadeira distância medida corresponde ao espaçamento entre a frente e a cauda da onda electromagnética. Tal como se pode verificar na Figura A.7, quando um impulso encontra o primeiro objecto (A), este reflecte parte da energia para a antena, e a restante energia seguirá ao encontro de um segundo objecto (B) localizado na mesma direcção. No instante em que o eco de B é reflectido, mais de metade da energia foi já reflectida por A. O eco de A é recepcionado na antena antes da frente da onda reflectida por B chegar a A. Neste exemplo, os dois objectos estão separados por mais de metade do comprimento do impulso, e neste caso reflectem dois ecos diferentes que terão duas posições em distância distintas na imagem radar. Se o alcance oblíquo entre os dois objectos for inferior a metade do comprimento do impulso, os ecos são misturados e o radar não os distingue. Neste caso, os dois objectos ficam localizados no mesmo *pixel* da imagem radar e por isso permanecem indiferenciáveis. Para que o radar possa diferenciar os dois objectos A e B, com distâncias oblíquas $R1$ e $R2$, respectivamente, o PRF deve ser tal que $(R2-R1) < c/2PRF$.

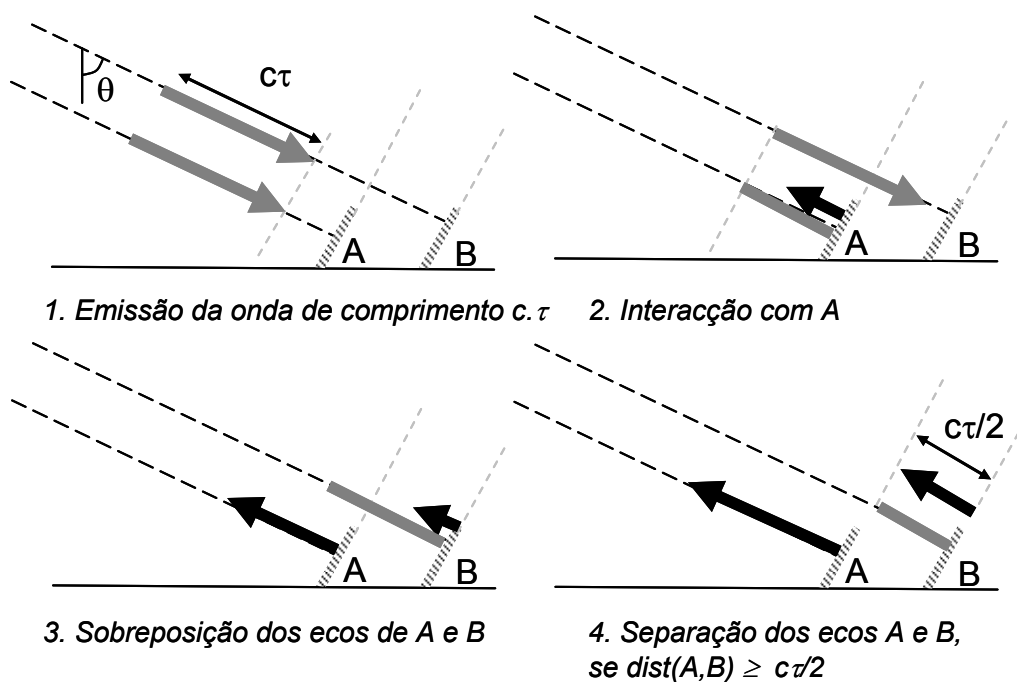


Figura A.7. Sobreposição e separação de ecos de objectos com distâncias azimutais iguais e distâncias diferentes.

No exemplo ilustrado verifica-se que a resolução em distância depende do tempo de duração dos impulsos radar. Anteriormente também se mencionou que uma boa resolução dependia da brevidade dos impulsos e da elevada potência aplicada à

energia emitida. Estas duas considerações, impulsos breves *versus* potência elevada, constituem uma situação de difícil resolução porque a quantidade de energia que o instrumento pode emitir num determinado intervalo de tempo é limitada, e conseqüentemente o comprimento do impulso só pode ser reduzido até um certo limite. A questão deste problema centra-se em saber qual a melhor forma para aumentar a potência sem comprometer a resolução. O SAR soluciona esta questão emitindo impulsos com uma duração mais longa, o que permite uma energia mais elevada, alterando a frequência do sinal emitido (técnica de modulação linear da frequência), e comprimindo os seus ecos à chegada (técnica da compressão de impulsos) (Figura A.8). A chave deste problema, está no facto da resolução não depender necessariamente da duração do impulso (T) transmitido mas sim da largura de banda do impulso (largura de banda do impulso = $1/T$, para um impulso rectangular), que pode ser alterada sem alterarmos T , bastando para isso modificar a sua frequência (processo conhecido por modulação linear da frequência ou *chirp*). Este tipo de tratamento dos dados radar é semelhante ao da síntese de abertura, mas em vez de beneficiar da modulação da frequência natural criada pelo efeito Doppler, para diferenciar os ecos de pontos provenientes de diferentes azimutes, emite um impulso modulado em frequência que permite diferenciar os ecos dos objectos situados a diferentes distâncias.

A descrição das técnicas de modulação linear da frequência e da compressão de impulsos radar, não constituem um objecto de estudo desta dissertação. Dada a complexidade destas técnicas, é em seguida feita apenas uma breve descrição dos seus aspectos mais relevantes. Esta descrição pode ser complementada com trabalhos desenvolvidos na área do processamento do sinal radar (e.g. Curlander e McDonough, 1991; Hein, 2004).

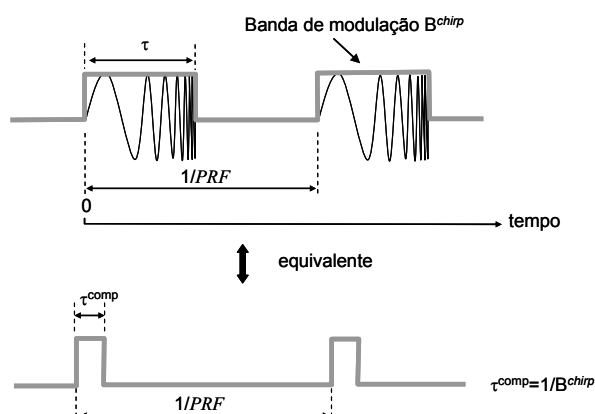


Figura A.8. Princípio da compressão em distância.

A modelação linear dos impulsos passa por alterar a frequência da onda portadora, através da introdução de informação no nosso sinal (sinal modulante). A onda resultante designa-se por sinal modulado ou onda modulada. Se alterarmos a amplitude da onda portadora, o espectro do sinal modulado fica igual ao espectro do sinal inicial, mas deslocado para a frequência da portadora. No processo de modulação, são utilizados filtros adaptados (*matching filtering*) que actuam selectivamente na frequência, de modo a modificarem o sinal que lhes entra, num sinal à saída que não tem amplitudes em certas frequências (Melvin, 2004). Previamente à transmissão, a potência do sinal é então amplificada e o sinal é transladado para as frequências de interesse.

Na recepção, o eco dos impulsos é comprimido, no domínio temporal, de modo a poder correlaciona-lo com o sinal original. A compressão dos impulsos refere-se a uma família de técnicas utilizadas para aumentar a largura de banda dos impulsos radar. A correlação entre o sinal recebido e a réplica do código transmitido designa-se por desmodulação ou descodificação. Utiliza-se também para o efeito, filtros adaptados que permitem detectar a presença do sinal original no sinal modulado. Este processo é equivalente a efectuar uma convulção entre os dois sinais. Carrara *et al.* (1995) demonstra que, utilizando filtros adaptados no sinal recepcionado, para um dado impulso de duração total T , a frequência total ou a largura da banda B ($B=\kappa T$, onde κ é designada a taxa de frequência linear modulada) pode ser comprimida para um intervalo de tempo de duração efectiva $1/B$, e a resolução em distância efectiva pode ser dada por:

$$\rho_d \approx \frac{c}{2B} \quad (\text{A-13})$$

onde c corresponde à velocidade da luz no vácuo. Para o caso particular do sensor ERS-2, o tempo de duração dos impulsos é de 37 μs , o comprimento dos impulsos é cerca de 5.5 km e a largura da banda em distância é de $B= \kappa T=15.6$ MHz. A resolução na direcção do alcance oblíquo é então de 9.6 m, que corresponde a ~ 25 m no solo.

A.4. PROCESSAMENTO SAR

O processamento sobre os dados SAR necessário para passar de uma imagem com resoluções quilométricas para uma imagem com resoluções métricas, requer um tratamento numérico designado por síntese, focalização, ou compressão dos dados brutos em distância (alcance) e em azimuth. Tal como descrito nas secções anteriores, as técnicas de síntese de abertura e de compressão em distância são a base deste tratamento. Contudo, estas técnicas são complementadas com outros processamentos

que se efectuam pela seguinte ordem: compressão em distância, correcção das migrações em distância (*range migration*), compressão em azimute, correcções radiométricas e correcções geométricas:

1. *Compressão em distância*: A técnica de compressão em distância foi já descrita na secção anterior (A.3.4.2.).
2. *Correcção das migrações*: A correcção das migrações está relacionada com o facto da distância de um determinado alvo ao radar ser variável durante o período em que este é visto pelo satélite. Consequentemente, na imagem radar, a ocorrência deste fenómeno irá posicionar, em distância, o alvo segundo uma forma hiperbólica. A correcção destas migrações passa por posicionar, numa distância constante, os sinais que apresentem tal deformação na imagem não focalizada. Existem várias técnicas para corrigir este problema, mas a interpolação no domínio temporal ou no domínio espectral são os métodos mais utilizados (Curlander e McDonough, 1991; Hanssen, 2001).
3. *Compressão em azimute*: A compressão em azimute consiste na extracção da contribuição de cada alvo “visto” pelo radar de modo a posicioná-lo na linha correcta da imagem SAR. A técnica utilizada para este efeito baseia-se no efeito Doppler induzido pelo movimento relativo entre o radar e o alvo considerado. Esta técnica processa-se de forma análoga à compressão em distância, só que agora a função de referência à qual é aplicada o filtro adaptado (*matched filter*) é a função da lei de fase dos alvos reflectores que é conhecida *a priori*. Os conceitos básicos desta metodologia são descritos por exemplo em Curlander e McDonough (1991), ou em Price (1999). De seguida descreve-se brevemente o princípio subjacente à técnica de compressão em azimute. Se considerarmos que a fase (φ) observada do sinal radar varia proporcionalmente com a distância do satélite ao alvo reflector (P) pode escrever-se a diferença de fase ($\Delta\varphi$) proveniente do eco de P , entre o sinal emitido e o sinal recebido, através de:

$$\Delta\varphi = \frac{4\pi R}{\lambda} \tag{A-14}$$

Tal como explicado anteriormente, o eco de P percorre diferentes distâncias ao radar consoante a posição deste, desde que P entra no campo de visão do radar até que sai. Se considerarmos um referencial, definido pelo eixo das distâncias e pelo eixo dos azimutes, centrado na antena radar e a deslocar-se

a uma velocidade v , então a distância R , no instante t da posição do satélite, é dada por:

$$R = \sqrt{R_0^2 + y^2} = \sqrt{R_0^2 + (v.t)^2} \quad (\text{A-15})$$

onde v é o módulo da velocidade do satélite (v) em relação ao solo (6.628 km/s para o ERS-1) e R_0 corresponde ao instante em que o radar está mais próximo do alvo P (i.e., $y=0$). Como y é tão pequeno relativamente a R , pode efectuar-se uma expansão de Taylor da expressão A-15, limitado apenas à 1ª ordem (Curlander e McDonough, 1991), e a equação A-15 pode escrever-se por:

$$R = R_0 + \frac{y^2}{2R_0} \quad y \ll R_0 \quad (\text{A-16})$$

A diferença de fase dada pela equação A-16, pode agora escrever-se da seguinte forma:

$$\Delta\varphi = \frac{4\pi R_0}{\lambda} + \frac{2\pi y^2}{\lambda R_0} \quad (\text{A-17})$$

Tal como foi referido anteriormente um alvo P estará presente em várias linhas da imagem SAR, no entanto, pela equação 2-18, verifica-se que a sua contribuição, em cada linha da imagem, depende da posição que ocupa em cada instante relativamente ao radar. Esta contribuição é avaliada pela variação da frequência dos ecos recebidos no radar. As frequências mais altas da porção do sinal correspondem aos reflectores que estão a entrar no lóbulo da antena, enquanto as frequências mais baixas correspondem aos reflectores que estão a sair desse lóbulo. Para a referida avaliação, sabe-se que a relação entre a frequência instantânea e a fase é dada pela variação desta em ordem ao tempo, e o desfasamento Doppler resultante é dado por:

$$f = \frac{1}{2\pi} \frac{\partial\varphi}{\partial t} \quad (\text{A-18})$$

Se considerarmos que a frequência das respostas dos vários ecos de P varia entre um valor mínimo f_{\min} e um valor máximo f_{\max} , designa-se por largura de banda do impulso ou banda Doppler (Figura A.9), a diferença ($f_{\max} - f_{\min}$) tal que:

$$B_d = \frac{2v^2 T_e}{\lambda R_0} = \frac{2v}{L} \quad (\text{A-19})$$

onde T_e é o período total de iluminação do alvo P . O problema do processamento SAR em azimuth consiste então em determinar a linha da

imagem SAR que corresponde à posição de P . A resolução deste problema é facilitada se considerarmos a linha de P , aquela em que a frequência Doppler é igual a zero. A frequência Doppler igual a zero, ou Doppler central (f_d), corresponde à frequência instantânea do sinal quando este se encontra no centro do feixe do radar e pode escrever-se através de:

$$f_d = \frac{2v^2 t}{\lambda R_0} \quad (\text{A-20})$$

A direcção zero-Doppler ($f_d=0$) é concretizada pela orientação do eixo principal da antena na direcção perpendicular ao vector velocidade do satélite. Nesta situação um alvo reflector P_i será o único a aproximar-se da linha i e depois a afastar-se. Na prática, a extracção da contribuição dos diferentes reflectores numa imagem SAR é realizada através de modulação linear das frequências utilizando para o efeito técnicas de compressão dos impulsos e a aplicação de filtros adaptados.

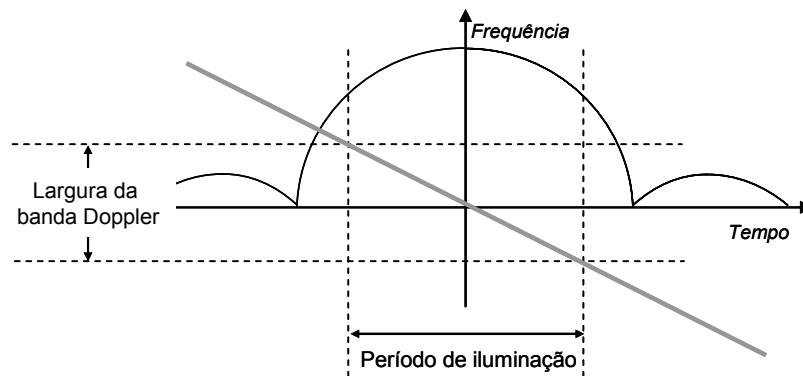


Figura A.9. Largura da banda Doppler sintetizada.

4. *Correcções radiométricas:* Entre os vários factores que podem alterar a radiometria de uma imagem radar, as principais distorções radiométricas são causadas pelo padrão de radiação da antena e pelo ruído. O padrão de radiação da antena e a geometria de aquisição podem causar uma variação gradual do sinal de retorno na direcção perpendicular ao vôo, podendo ser observada na imagem como valores de níveis de cinzento mais altos próximos de NR e mais baixos próximos de FR. O ruído gera na imagem uma aparência granular (mudanças bruscas de níveis de cinzento de um *pixel* para outro), e é causado pelo facto da amplitude e a fase do sinal de retorno resultar de uma soma vectorial de todos os sinais de retorno dos vários difusores contidos

numa mesma célula de resolução. Uma das técnicas para reduzir o ruído utiliza o processamento *multi-vista* para melhorar a precisão radiométrica (Elachi, 1988; Curlander e McDonough, 1991; Hanssen, 2001). Este processamento é aplicado normalmente no domínio *range-Doppler* e baseia-se na segmentação do espectro Doppler (em azimuth) em vários subconjuntos (*looks*), independentes para somá-los posteriormente. Ou seja, em vez de usar a largura de banda Doppler completa (imagem *single-look*) esta é dividida em N partes (imagem *N-look*) e cada parte é representativa de um ângulo de vista diferente. Podem assim formar-se várias imagens correspondentes em vários domínios angulares disjuntos existentes no mesmo lóbulo da antena. As diferentes “tomadas de vista” do radar correspondem a diferentes distâncias dos alvos reflectores à antena radar, e conseqüentemente a diferentes valores de fase. Finalmente as várias “vistas” da mesma cena podem ser adicionadas em amplitude, obtendo assim uma imagem *multi-vista* que apresenta uma redução significativa do ruído do sinal. A desvantagem deste método é que, sendo a resolução azimuthal dependente da largura da banda Doppler, para haver um ganho na redução do ruído existe uma degradação na resolução da imagem *multi-vista*. A técnica *multi-vista* é também utilizada no processamento interferométrico para designar o processo de soma, em amplitude, de vários *pixels* da imagem SLC de modo a produzir um só *pixel* na imagem *multi-vista*. Com este procedimento, pretende-se melhorar as estatísticas da fase.

5. *Correcções geométricas*: O tratamento SAR necessita da utilização de um grande número de pontos dos dados sem pré-processamento (i.e. imagem não focalizada) com vista à criação de um só ponto na imagem focalizada. No processo de focalização, em distância e em azimuth, questiona-se sempre a escolha do ponto de focalização mais correcto. A porção da imagem que vai servir para a síntese de um ponto é regida por quatro parâmetros: a taxa de compressão em distância, a frequência Doppler de amostragem em distância, a taxa de compressão em azimuth e a frequência Doppler de amostragem em azimuth. Estes quatro parâmetros permitem definir a localização (frequências Doppler) e a dimensão (taxas de compressão) da amostra tratada. A escolha dos dois primeiros parâmetros é determinada pela natureza do radar utilizado e portanto idêntico para todas as imagens produzidas pelo mesmo sensor. A escolha dos dois últimos parâmetros já constitui um problema mais delicado, pois são parâmetros que dependem da geometria de aquisição da imagem. Os valores Doppler de aquisição e Doppler de restituição constituem dois dos

parâmetros que devem ser escolhidos no processamento SAR. Entende-se por frequência Doppler de aquisição a frequência central da passagem de um determinado reflector pelo feixe da antena. Do ponto de vista geométrico, esta frequência (*Doppler centroid*) corresponde à direcção “média” de visada do satélite para o reflector, ou seja, corresponde à direcção normal à superfície da antena que depende da orientação do instrumento, sendo a qualidade da imagem SAR tanto melhor quanto mais centrado estiver o reflector no feixe da antena. O Doppler de restituição da imagem define a geometria na qual a imagem focalizada é obtida e que não é necessariamente idêntica à geometria da “tomada de vista” (Doppler de aquisição). O Doppler de restituição é apenas um parâmetro de correcção geométrica (correcção da fase em função da distância radar-solo) e que se concretiza pela focalização do reflector na posição azimutal correspondente a um efeito Doppler nulo. Na direcção Doppler nulo, a direcção radar-reflector é perpendicular à trajectória e as coordenadas azimutais do radar e do reflector são idênticas. A geometria da imagem SAR é por isso independente da orientação do instrumento, mas o conteúdo da imagem SAR é influenciado por esta orientação. A taxa de compressão em azimute é um número sem dimensão que designa o número de linhas dos dados brutos a comprimir para focalizar um ponto. Este valor é calculado por (Arnaud, 1997):

$$N_a(R) = \frac{\lambda \cdot PRF^2 \cdot R}{2v^2} \quad (A-21)$$

onde λ é o comprimento de onda, PRF a frequência de amostragem, R a distância do radar ao ponto, e v a velocidade do satélite. Pela Equação A-21, verifica-se que a taxa de compressão em azimute depende de parâmetros geométricos próprios de cada “tomada de vista”: a distância R e a velocidade v . A Figura A.10. ilustra uma imagem SAR focalizada com valores Doppler e taxas de compressão em azimute diferentes: na Figura A.10A, a imagem foi focalizada com valores óptimos para os parâmetros *Doppler centroid* e taxa de compressão; na Figura A.10.B a mesma imagem foi focalizada com um Doppler incorrecto, onde se verifica a duplicação, na direcção azimutal, de alguns objectos no terreno, revelando que foi efectuada uma má escolha do valor Doppler de restituição; na Figura A.10.C a mesma imagem aparece desfocada indiciando uma má escolha da taxa de compressão em azimute.

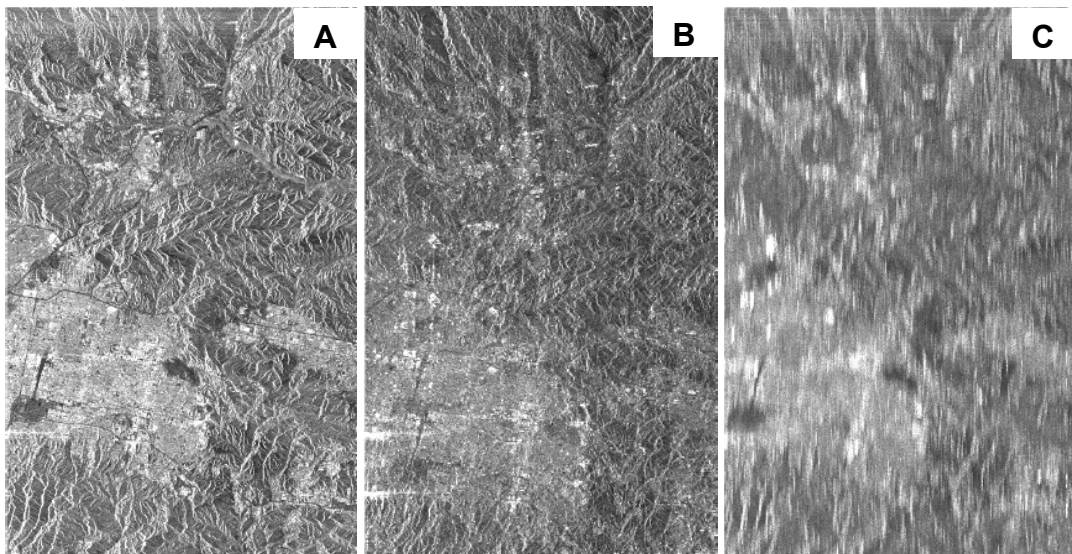


Figura A.10. Influência da estimação do *Doppler centroid* e da taxa de compressão em azimute na qualidade da imagem SAR focalizada: A - Imagem restituída com um Doppler (óptimo) = 0.25 e uma taxa de compressão (óptima) = 1303.4; B - Doppler médio incorrecto (=0.75); C - taxa de compressão (não otimizada) =2000.

As técnicas utilizadas no processamento SAR são computacionalmente morosas e complexas e requerem mais 300 bilhões de operações (Massonnet e Feigl, 1998). A imagem resultante do processo de focalização tem um formato designado normalmente por *Single Look Complex* (SLC) e apresenta um melhoramento significativo em resolução, sendo naturalmente mais pequena do que a imagem não focalizada. Para mais detalhes sobre o tratamento SAR podem ser consultados os trabalhos Leberl (1990), Curlander e McDonough (1991), Arnaud (1997) ou Hein (2004). Massonnet e Feigl (1998) destacam os algoritmos electrónicos mais relevantes para a focalização SAR: range-Doppler (e.g., Curlander e McDonough, 1991), *seismic migration* (Prati *et al.*, 1990), PRISME (Massonnet *et al.*, 1994), e *chirp scaling* (e.g. Runge e Bamler, 1992).

A.5. SINAL RADAR COMPLEXO

Após a focalização da imagem SAR, a imagem complexa (*Single Look Complex*, SLC) resultante é constituída por um conjunto de linhas correspondentes a cada impulso radar e que correspondem a diferentes posições azimutais do radar, ou seja, a diferentes posições orbitais do satélite. A primeira linha corresponde à data de início de aquisição da imagem (t_0). As linhas que se seguem são adquiridas por impulsos posteriores, e o intervalo de aquisição entre linhas corresponde a $1/PRI$. Uma linha

representa uma banda do terreno vista na direcção perpendicular à trajectória do radar, se a restituição foi realizada com Doppler zero.

Cada coluna é referenciada pela sua distância ao radar. A primeira coluna corresponde à parcela do terreno mais próxima do radar (alcance próximo). As colunas seguintes correspondem a distâncias crescentes. O intervalo entre colunas é dado pela resolução em distância (ρ_d).

Um *pixel* de coordenadas (i,j) na imagem SLC é localizado, em relação ao satélite, pelas duas relações seguintes:

$$\begin{cases} t_i = t_0 + \frac{i}{PRI} \\ r_j = NR + j \cdot \rho_d \end{cases} \quad (\text{A-22})$$

Para localizar um *pixel* no espaço é necessário conhecer: a data de início de aquisição (t_0), o alcance próximo (NR), a frequência de repetição dos impulsos (PRI), a resolução em distância (ρ_d) e a trajectória do satélite.

A.5.1. AMPLITUDE

O módulo de uma imagem radar representa a amplitude do sinal recebido na radar após retrodifundido pelo terreno. A amplitude do sinal recebido depende do coeficiente de reflexão dos alvos reflectores nas condições de observação. Para além destes factores existem ainda interferências aleatórias na amplitude do sinal que se quantificam através do ruído da imagem. A complexidade, a interdependência e a variabilidade espacial e temporal de todos estes factores não permitem modelar de forma exacta uma imagem radar.

A.5.2. FASE

A fase constitui outra grandeza física do sinal complexo de uma onda radar. Se bem que a informação contida na fase seja extremamente rica, a fase medida φ é dificilmente interpretável porque ela representa a soma de duas contribuições distintas devidas por um lado, às propriedades intrínsecas do objecto (φ_{obj}), e por outro lado ao tempo de trajecto ida-volta da onda radar entre a antena e o objecto reflector (φ_{raj}):

$$\varphi = \varphi_{obj} + \varphi_{raj} \quad (\text{A-23})$$

O desfasamento intrínseco do objecto (φ_{obj}) é extremamente difícil de apreender pois depende, não só das propriedades radio-eléctricas do objecto (reflexão surfácica e/ou volumétrica, conteúdo de humidade), mas também da repartição espacial dos reflectores elementares no interior de uma célula de resolução. Por outro lado, o

segundo termo (φ_{traj}) da Equação A-23 é puramente determinístico. Nos últimos anos foram desenvolvidas diferentes técnicas para explorar cada uma das componentes contidas no valor de fase. A fasimetria, consiste em eliminar o termo ligado ao trajecto de modo a estudar a variação de fase entre duas imagens. O desenvolvimento de culturas agrícolas constitui uma das aplicações mais comuns desta técnica (Wegmueller e Werner, 1995). Segundo o mesmo princípio, a polarimetria permite discriminar certos tipos de vegetação através da combinação de duas imagens adquiridas com configurações polarimétricas diferentes (Cloude e Papathanassiou, 1998; Treuhart e Siqueira, 2000). Esta técnica não é aplicável com os satélites ERS pois estes emitem e recebem apenas verticalmente.

Para a interferometria SAR diferencial, interessa apenas explorar a contribuição do segundo termo da Equação A-23, pois é este termo que fornece a distância do instrumento SAR ao solo. Para a aplicação da técnica DInSAR é por isso necessário, efectuar uma simplificação que pressupõe invariabilidade temporal do termo φ_{obj} .

A.6. DISTORÇÕES GEOMÉTRICAS DAS IMAGENS SAR

Existem três efeitos na geometria da imagem radar causados pela configuração e pela topografia do terreno da área observada: (1) zona de compressão (*foreshortening*); (2) zona de inversão (*layover*) (3) zona de sombra (*shadow*). A Figura A.11 ilustra cada um destes efeitos:

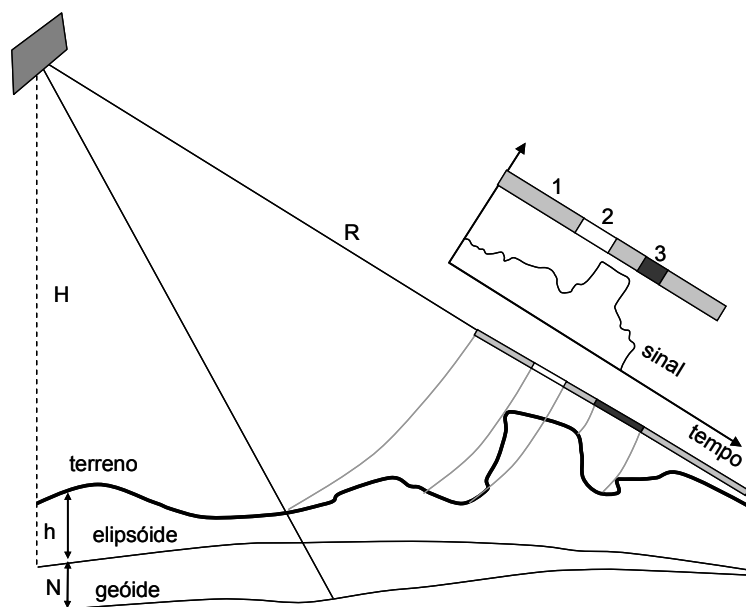


Figura A.11. Distorções geométricas na imagem SAR provocadas pela topografia do terreno. A área (1) indica zona de compressão, (2) zona de inversão e (3) sombra.

Considere-se que θ é o ângulo de vista do satélite e i o ângulo de incidência local. Se $i < \theta$, há um encurtamento de uma encosta orientada na direcção da visada do satélite e um alongamento da encosta oposta. Se $i = \theta$, corresponde a um declive perpendicular à direcção da visada do satélite, e a energia retrodifundida será centrada num só *pixel*. Esta compressão máxima marca a transição com as zonas de inversão. Quando $i > \theta$, existe uma inversão na sequência dos pontos do terreno, na direcção das distâncias, e dá-se o chamado efeito de cavalgamento. Tal como o encurtamento, o cavalgamento é maior para pequenos ângulos de incidência, no alcance próximo da faixa de aquisição da imagem e em terreno montanhoso. Quando $i > (90^\circ - \theta)$ a superfície do solo não pode ser iluminada pelo feixe. As sombras, ocorrem na direcção do alcance afastado, atrás de acidentes verticais ou declives muito acentuados. Dado que o feixe radar não ilumina a superfície nas zonas de sombra, estas aparecem na imagem como zonas escuras, pois não há energia retroreflectida pela superfície terrestre. Com o aumento do ângulo de incidência, do alcance próximo para o alcance afastado, os efeitos de sombra aumentam pois o feixe radar observa mais obliquamente.

ANEXO B

Princípios de Interferometria SAR diferencial

B.1. DInSAR: História e evolução	180
B.2. Interferometria SAR: Definição e princípio	181
B.3. Fase Interferométrica	184
B.4. Interferometria SAR diferencial	188
B.4.1. Deformação do terreno obtida por DInSAR	190
B.4.2. Desenrolamento da fase.....	194
B.5. Qualidade do interferograma.....	196
B.5.1. Coerência	196
B.5.2. Factores de degradação da coerência	197
B.6. Artefactos interferométricos	202
B.6.1. Artefactos instrumentais	202
B.6.2. Artefactos topográficos	203
B.6.3. Artefactos orbitais	204
B.6.4. Artefactos atmosféricos	207
B.6.4.1. Modelação teórica.....	208
B.6.4.2. Redução dos efeitos atmosféricos	210

B.1. DINSAR: HISTÓRIA E EVOLUÇÃO

Graham (1974) foi o primeiro a introduzir a técnica de Interferometria RADAR de Abertura Sintetizada (InSAR) para a produção de um modelo altimétrico do terreno. Para o efeito, utilizou um sistema SAR configurado como um interferómetro vertical, com duas antenas separadas verticalmente para receber simultaneamente sinais retroreflectidos da superfície da Terra. A adição vectorial destes sinais juntamente com a variação do alcance no sinal radar permitiu determinar a informação altimétrica da região sobrevoada. Uma década após os estimulantes resultados de Graham, Zebker e Goldstein (1986), utilizando ainda a técnica InSAR, apresentaram mapas altimétricos do terreno com um detalhe superior aos de Graham e realizados com maior precisão. Em 1988, Goldstein *et al.*, apresentou uma ideia revolucionária com a divulgação do método de interferometria de passo repetido para produzir, com exactidão, modelos altimétricos da superfície terrestre. Para tal, foram utilizadas duas imagens SEASAT separadas de 3 dias de intervalo para produzir um mapa topográfico de *Cottonball Base* em *Death Valley*, na Califórnia (EUA). Este trabalho esteve na origem do desenvolvimento da técnica de Interferometria SAR Diferencial (Differential InSAR, DInSAR), na qual a contribuição topográfica dos interferogramas é totalmente removida de modo a isolar apenas o efeito de deformação do terreno causada por um determinado fenómeno que ocorra no intervalo entre a aquisição das duas imagens. No caso da técnica DInSAR, uma terceira imagem pode também ser utilizada para compensar o efeito da topografia no interferograma diferencial. Utilizando este método, Gabriel *et al.* (1989) usou 3 imagens SEASAT para detectar alterações verticais da superfície do solo, devido à prática de irrigação, em zonas agrícolas no *Imperial Valley* (Califórnia, EUA). Nos primeiros resultados destes autores foram encontradas variações altimétricas de cerca de 1 cm e com uma resolução espacial elevadíssima.

Mais tarde em 1991, com o lançamento do satélite ERS-1, pela *European Space Agency* (ESA), a investigação pioneira anteriormente descrita incentivou muitos cientistas a aplicarem a técnica DInSAR a outros estudos de deformação do solo. Em 1993, Massonnet *et al.* (1993) aplicou pela primeira vez a técnica DInSAR para medir a deformação co-sísmica causada pelo sismo de 1992 em *Landers*, na Califórnia. Desde então, muitos outros sismos têm sido estudados utilizando a técnica DInSAR. Feigl (2002) e Hanssen (2001) fazem uma revisão dos maiores eventos sísmicos estudados por interferometria radar, indicando as respectivas características desses eventos e as principais referências bibliográficas.

Como qualquer outra técnica de medição, a interferometria SAR diferencial apresenta algumas condicionantes. Os principais factores que limitam a sua utilização e que introduzem ambiguidade na análise da informação, têm sido identificados através das inúmeras aplicações dadas a esta técnica. A perda de coerência, conhecida na literatura InSAR por *decorrelation*, é um dos principais factores que reflectem a falta de qualidade dos resultados interferométricos. Vários factores estão na origem desta perturbação nos resultados interferométricos, nomeadamente os efeitos topográficos mal compensados, os erros nas órbitas dos satélites, e os efeitos atmosféricos. Neste domínio, a detecção de deformações de acção lenta, ou a detecção de deformações em zonas com características pouco favoráveis à interferometria têm sido exploradas por diversas abordagens, nomeadamente através das técnicas dos *Permanent Scatterers* (PS) (Ferretti *et al.*, 2001), *phase gradient* (Sandwell e Price, 1998), pela análise conjunta de interferogramas de órbitas ascendentes e descendentes, ou ainda pela adição (*stacking*) de um grande número de interferogramas para reduzir as influências atmosféricas (Lyons e Sandwell, 2003). Actualmente, um dos maiores desafios no desenvolvimento da técnica DInSAR, está na continuidade temporal dos dados SAR de um mesmo sensor. A continuidade é particularmente importante nas aplicações caracterizadas por taxas de deformação muito lentas, e para as quais é necessário um longo período de monitorização. Por outro lado, as técnicas DInSAR mais recentes requerem um elevado número de imagens para avaliar correctamente a evolução temporal de determinado fenómeno físico. No caso particular da ESA, a continuidade de 14 anos de dados SAR adquiridos pelos satélites ERS, seria de extrema importância. Contudo, o actual substituto dos satélites ERS, o ENVISAT, opera com frequências ligeiramente diferentes, e este facto não permite a combinação dos dados de ambos os sensores (a fase interferométrica é fortemente dependente do comprimento de onda radar). Nos últimos anos tem sido efectuado em enorme esforço relativamente a este tópico e existem já alguns trabalhos promissores que combinam dados SAR do ERS com dados do SAR do ENVISAT (Arnaud *et al.*, 2003, Duro *et al.*, 2005).

B.2. INTERFEROMETRIA SAR: DEFINIÇÃO E PRINCÍPIO

O resultado da interacção das ondas electromagnéticas depende das suas propriedades individuais. Existem dois tipos de interacção: interacção constructiva, que corresponde à adição das amplitudes quando as ondas estão em fase e interacção destructiva, que corresponde à adição das amplitudes quando as ondas não estão em fase. A interacção constructiva e destructiva entre as ondas é designada por interferência. Young (1773 - 1829) foi quem, pela primeira vez, comprovou que há

interferência da luz quando dois feixes luminosos se cruzam. Na sua experiência, Young determinou que a relação matemática entre a diferença de fase $\Delta\varphi$ e a diferença de trajecto ΔR das ondas electromagnéticas é dada por:

$$\frac{\Delta R}{\lambda} = \frac{\Delta\varphi}{2\pi} \quad (\text{B-1})$$

Este princípio foi aplicado à técnica de interferometria SAR (InSAR), a qual é concretizada pela utilização de duas antenas radar a funcionarem como fontes coerentes de energia electromagnética, e que ao emitirem ondas electromagnéticas na direcção da superfície da Terra, produzem um padrão de interferência (franjas interferométricas) devido à diferença de trajecto da energia emitida por cada uma das antenas. Na prática, a interferometria SAR pode descrever-se como sendo a técnica de tratamento de imagens que se baseia no cálculo da diferença de fase, *pixel a pixel*, de duas imagens SAR adquiridas em condições geométricas similares para produzir uma terceira imagem designada por interferograma (Graham, 1974). Esta técnica apoia-se na hipótese de que a fase própria (φ_{obj}) (§ Anexo B, secção A.5.2.) de um *pixel* possa ser estável entre duas tomadas de vista sucessivas do satélite e por isso um interferograma é uma imagem de diferenças de fase de trajecto. As franjas obtidas, através da interferência das duas imagens, podem ser usadas para determinar com precisão a diferença de distâncias, na direcção do alcance oblíquo e em fracções de comprimento de onda, entre células de resolução correspondentes nas duas imagens. As imagens de um par interferométrico podem ser obtidas por dois sistemas SAR distintos a operarem simultaneamente ou pelo mesmo sistema SAR em duas passagens paralelas realizadas em períodos distintos.

A configuração da geometria InSAR está representada na Figura B.1. Os pontos P e P', afastados no solo por altitudes distintas, encontram-se à mesma distância (R_M) da antena radar, na posição S_M . Consequentemente, numa imagem SAR, P e P' não podem ser diferenciados. No entanto, se estes pontos forem observados de posições relativas do radar ligeiramente diferentes, as distâncias de P e P' ao radar são agora diferentes, havendo por isso diferenciação entre eles numa imagem SAR. As duas posições da antena (S_M e S_S), separadas por uma linha de base (*baseline*, B), servem de interferómetro. Através da combinação coerente das duas imagens, obtidas nas posições S_M e S_S do radar, pode calcular-se a diferença de fase obtida para cada *pixel* do interferograma. Portanto, se forem conhecidas com grande precisão as posições S_M e S_S e se as duas imagens SAR forem fortemente correlacionáveis espacialmente (i.e., se a reflectividade do terreno for similar nas duas aquisições), então o

interferograma mede a diferença de fase (módulo de 2π), na direcção de vista do radar, entre as posições S_M e S_S e o ponto $P(x,y)$ no solo. A diferença de fase calculada nestas condições representa a medida básica da técnica de interferometria SAR.

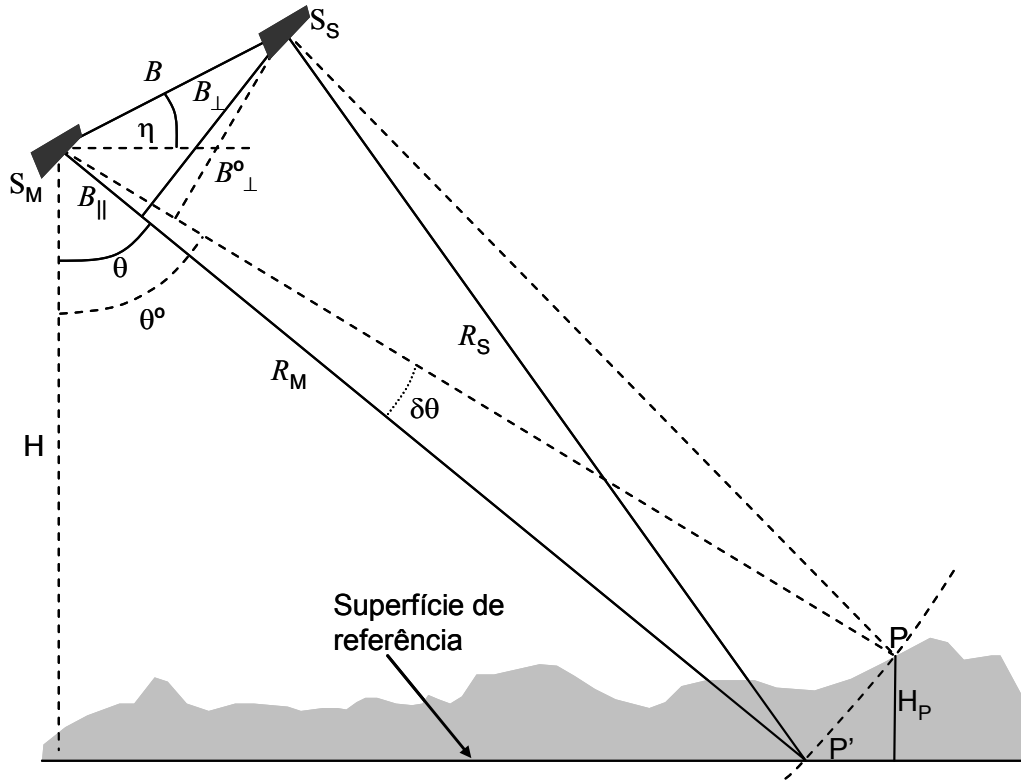


Figura B.1. Geometria InSAR. S_M e S_S representam as posições do radar nas órbitas de referência (*Master*) e escrava (*Slave*), respectivamente. A linha de base entre as posições S_M e S_S é representada por B , que por sua vez é decomposta em duas componentes: base perpendicular (B_{\perp}) e base paralela (B_{\parallel}). R_M e R_S são os alcances oblíquos entre um ponto P no terreno e o radar nas posições S_M e S_S , respectivamente. O ângulo de vista do radar é representado por θ e a diferença angular entre as direcções de visada para P e P' , por $\delta\theta$. A altitude do radar, acima da superfície de referência, é designada por H e a diferença de altitudes entre P e P' por H_P .

Para formular matematicamente o sinal interferométrico, considera-se uma imagem SAR que compreenda uma grelha regular de valores complexos $g(x,y)$:

$$g(x,y) = u(x,y) + iv(x,y) \tag{B-2}$$

onde $u(x,y)$ e $v(x,y)$ são as componentes real (*Re*) e imaginária (*Im*) de um número complexo. O número g pode também ser representado em termos de amplitude $|g(x,y)|$ e de fase $\Phi(x,y)$ através de:

$$g(x, y) = |g(x, y)| e^{i\Phi(x, y)} \quad (B-3)$$

onde a amplitude é definida por:

$$|g(x, y)| = \sqrt{u^2(x, y) + v^2(x, y)} \quad (B-4)$$

e a fase é dada por:

$$\Phi(x, y) = \arctan \frac{v(x, y)}{u(x, y)}, \text{ quando } u(x, y) \neq 0 \quad (B-5)$$

Designando por imagem de referência (M) e imagem escrava (S), as imagens adquiridas na primeira e na segunda passagem do satélite respectivamente, a notação complexa das imagens SAR de um par interferométrico pode ser expressa por:

$$g_M(x, y) = |g_M(x, y)| \exp\{i\Phi_M\}, \quad \text{com } \Phi_M(x, y) = -\frac{4\pi R_M(x, y)}{\lambda} \quad (B-6)$$

$$g_S(x, y) = |g_S(x, y)| \exp\{i\Phi_S\}, \quad \text{com } \Phi_S(x, y) = -\frac{4\pi R_S(x, y)}{\lambda} \quad (B-7)$$

onde $|g_M(x, y)|$ e $|g_S(x, y)|$ correspondem às amplitudes das imagens de referência e escrava *respectivamente*, R_M e R_S correspondem às distâncias oblíquas entre o radar e um ponto $P(x, y)$ no terreno, quando o radar se encontra nas posições S_M e S_S respectivamente, e λ é o comprimento de onda radar. O valor de um *pixel* no interferograma corresponde ao produto do valor complexo da imagem de referência pelo conjugado do valor complexo da imagem escrava e pode ser obtido por:

$$g_M(x, y) \cdot g_S^*(x, y) = |g_M(x, y)| |g_S(x, y)| \exp\{i(\Phi_M - \Phi_S)\} \quad (B-8)$$

Pela expressão B-8 verifica-se que da multiplicação complexa de duas imagens SAR pode obter-se dois produtos: o interferograma ou seja, a imagem das diferenças de fase ($\Delta\Phi$) e que corresponde ao argumento do número complexo da Equação B-8, e a imagem de amplitude ou seja, o produto das amplitudes e que corresponde ao módulo desse número complexo.

B.3. FASE INTERFEROMÉTRICA

Designa-se por fase interferométrica ($\Delta\Phi$) o argumento do número complexo da Equação B-8. Considerando a fase própria de um *pixel* (φ_{obj}) idêntica nas aquisições de referência e de repetição, pode escrever-se a fase interferométrica através da seguinte expressão:

$$\Delta\Phi = -\frac{4\pi(R_M - R_S)}{\lambda} = -\frac{4\pi\delta R}{\lambda} \quad (\text{B-9})$$

onde δR é a diferença dos alcances oblíquos num dado *pixel* e λ é o comprimento de onda radar. A informação fornecida por $\Delta\Phi$, para cada *pixel* do interferograma, representa o valor principal da fase interferométrica conhecida a menos de $2k\pi$ ($k \in \mathbb{Z}$). Esta restrição é representada num interferograma através da presença de descontinuidades nos tons da imagem que representam as franjas interferométricas.

Na Equação B-9 assume-se que as características da superfície e as condições atmosféricas, que afectam a propagação do sinal, permanecem idênticas nas aquisições das imagens de referência (M) e escrava (S). Mas se as épocas de aquisição de ambas as imagens forem distintas, pode ocorrer no intervalo entre aquisições fenómenos físicos que alterem a superfície do terreno, e a Equação B-9 terá então que contemplar outros termos que afectam o valor final da fase interferométrica. A diferença de fase, $\Delta\Phi$, *pixel* a *pixel*, entre dois pontos P e P', separados por uma diferença de altitude δH ($=H_P$, na Figura B.1), pode então ser expressa através da soma de quatro termos principais (Prati e Rocca, 1990; Delacourt, 1997) :

$$\Delta\Phi = \underbrace{\frac{4\pi B_{\perp}}{\lambda R \tan \theta} \delta R}_{(1) \text{ Terra Plana}} + \underbrace{\frac{4\pi B_{\perp}}{\lambda R \sin \theta} \delta H}_{(2) \text{ Topografia}} + \underbrace{\frac{4\pi}{\lambda} \delta \rho}_{(3) \text{ Deformação}} + \underbrace{\Omega}_{(4) \text{ Outras contribuições}} \quad (\text{B-10})$$

onde B_{\perp} corresponde à componente perpendicular da base (B), λ é o comprimento de onda do radar, R o alcance oblíquo (*range*), θ é o ângulo de vista, δR variação do alcance segundo a linha de visada, δH é a diferença de altitude entre P e P', $\delta \rho$ corresponde à variação do alcance devido à deformação do solo entre as duas aquisições do radar, e Ω corresponde à soma das contribuições de outros factores que influenciam a fase interferométrica (e.g. ruído no sinal, efeitos atmosféricos, entre outros). Pela expressão B-10 verifica-se que a fase interferométrica é muito mais sensível aos deslocamentos do terreno (termo 3) do que à própria topografia (termo 2), ou seja para que ocorra uma variação de fase de um ciclo (2π), basta que haja um deslocamento do terreno de cerca de $\lambda/2$, enquanto que δH terá que variar cerca de R/B (Rosen *et al.*, 2000). Por exemplo, para os satélites ERS, ($\lambda=5.6$ cm, $R \approx 830$ km, e B tipicamente inferior a 200 m), para existir uma variação de fase de 1 ciclo completo é

necessário um deslocamento no terreno de 2.8 cm ou uma variação em altitude superior a 45 m.

Cada termo da expressão B-10 é de seguida analisado isoladamente:

1. Termo da Terra plana

O primeiro termo da expressão B-10, designado por termo da Terra plana, mostra que na ausência de relevo ($\delta H=0$) e de deformação da superfície ($\delta\rho=0$), a fase interferométrica varia linearmente com a distância devido ao facto da Terra não ser plana. A frequência das franjas geradas por esta variação de fase (franjas orbitais) depende apenas da posição relativa das duas órbitas, por isso se designa muitas vezes este termo como o termo da contribuição geométrica. No caso das órbitas serem estritamente paralelas, as variações de fase são independentes do azimute e as franjas são paralelas ao deslocamento do satélite, caso contrário, as franjas são inclinadas. A variação da distância oblíqua (δR) devido ao facto da Terra não ser plana e assumindo a ausência de topografia, é igual à componente paralela da base ($B_{||}$) (Zebker *et al.*, 1994b; Price e Sandwell, 1998). Uma forma de corrigir esta variação da fase, passa por identificar uma zona plana do interferograma e determinar as variações de fase nessa zona. Depois calcular-se o valor de $B_{||}$ e corrige-se a imagem de fase com esta constante. Esta correcção é designada de compensação da Terra plana e tem como principal objectivo a obtenção de um reflexo mais fiel da topografia (Zebker *et al.*, 1994b).

2. Termo da topografia

O segundo termo da da expressão B-10, diz-nos que, após a aplicação da compensação da Terra plana e na ausência de deformação da superfície, a variação da fase interferométrica depende agora da topografia. Esta variação conduz à formação de um sistema de franjas regulares nas quais o valor da fase interferométrica corresponde à altitude do ponto considerado. A fase interferométrica associada a um *pixel* com altitude local zero (i.e. numa zona desprovida de relevo, é dada por $\Delta\Phi = -\frac{4\pi}{\lambda} B \sin(\theta - \eta)$, onde θ é o ângulo de vista do radar e η é o ângulo de elevação da base (ângulo da base em relação à horizontal do sensor) (Zebker e Goldstein, 1986). Mas se existir topografia o ângulo de vista sofre uma distorção $\delta\theta = \theta - \theta_0$, em que θ_0 é o ângulo de vista em cada *pixel* da imagem assumindo uma altitude local igual a zero, e θ é o ângulo

de vista contemplando a topografia do terreno (cf. Figura B.1). Nesta situação a variação de fase é dada por $\Delta\Phi = \frac{4\pi}{\lambda} B \sin(\theta_0 + \delta\theta - \eta)$. A fase interferométrica é frequentemente utilizada para a extracção da informação altimétrica do terreno. Neste contexto foi introduzido um termo, designado por ambiguidade da altitude (*altitude of ambiguity*, H_a), para definir a sensibilidade do radar à topografia do terreno (Massonnet e Rabaute, 1993). Este termo traduz a separação altimétrica necessária para produzir uma variação de fase igual a 2π . Tarayre (1996) mostra que H_a pode ser determinada por:

$$H_a = \frac{\lambda R \sin \theta}{2B_{\perp}} \quad (\text{B-11})$$

Para um valor de base nulo (*i.e.*, duas passagens idênticas do satélite), H_a é infinita e a fase interferométrica não depende mais da topografia do terreno, sendo este o caso ideal para observação de deformações do solo. Existem inúmeros trabalhos que descrevem a utilização da interferometria SAR para a produção de modelos altimétricos do terreno, nomeadamente Gabriel e Goldstein (1988), Gabriel *et al.* (1989), Li e Goldstein (1990) e Massonnet e Feigl (1998).

3. Termo da deformação do terreno

No caso em que entre as duas datas de aquisição das imagens radar, a superfície do terreno sofreu alterações (mas não modificando a estrutura interna dos *pixels*) de modo a que a escala espacial dessas alterações seja superior à dimensão do *pixel*, observa-se no interferograma uma diferença de fase correspondente ao termo 3 da expressão B-10. Este termo será detalhadamente explicado na secção B.4. deste capítulo.

4. Outras contribuições para a variação da fase interferométrica

O quarto termo da expressão B-10 indica que, na ausência das contribuições dos termos 1, 2 e 3, pode existir uma variação de fase interferométrica com origem em efeitos atmosféricos, no mau funcionamento do instrumento radar, ou nas características radioelétricas da superfície do solo. No primeiro caso, as alterações heterogéneas no estado da atmosfera, entre as duas épocas de aquisição das imagens, podem fazer variar a velocidade de propagação da onda electromagnética. Estas variações de fase locais são geralmente inferiores a π . Contudo, já foram detectadas variações de fase superiores a uma franja às quais foram atribuídas causas como reduções na densidade de electrões na ionosfera,

formação de tempestades, interação dos ventos de elevada altitude com o relevo (geralmente inferiores a uma franja), variações na temperatura, humidade ou pressão na atmosfera em zonas de relevo muito acentuado (Zebker *et al.*, 1997; Delacourt *et al.*, 1998). A influência atmosférica pode no entanto, ser minorada através da utilização de imagens redundantes ou pela modelação dos efeitos troposféricos e ionosféricos utilizando outros dados adicionais (tais como dados GPS) (Fujiwara e Rosen, 1998; Hanssen, 2001). Um mau funcionamento dos osciladores do instrumento radar, podem também provocar pequenas variações na frequência radar. Os sistemas actuais estão no entanto, concebidos para manter coerência temporal (i.e., período no qual as diversas frequências mantêm uma relação de fase constante) apenas por alguns segundos de modo a possibilitarem uma posterior síntese da imagem. As propriedades radioeléctricas do solo, que estão directamente relacionadas com as condições de humidade, provocam também alterações na fase de uma onda radar. Estes efeitos são ainda pouco compreendidos, havendo no entanto alguns estudos que utilizam a ausência de correlação da fase para estudar propriedades do coberto vegetal (e.g. Treuhaf *et al.*, 1996).

Sendo a contribuição do quarto termo da expressão B-10 dificilmente modelável, e por isso frequentemente desprezada, a informação predominante desta expressão provém da topografia e da deformação do solo. Se a topografia for conhecida com o rigor necessário, pode remover-se o efeito topográfico do interferograma e determinar-se com rigor a deformação da superfície do solo. O método a partir do qual o sinal da contribuição topográfica é subtraído à fase interferométrica é designado por interferometria diferencial.

B.4. INTERFEROMETRIA SAR DIFERENCIAL

A condição ideal para a detecção da deformação do solo ocorre quando os satélites estão na mesma posição no espaço durante as duas aquisições (referência e escrava) de modo a garantir que só a deformação causará variações na fase do interferograma (método designado por Passo-Repetido, *repeat-pass*). Infelizmente, esta situação é difícil de assegurar e a componente perpendicular da base ($B_{\perp} \neq 0$) causará franjas interferométricas, devido à deformação mas também devido à topografia da superfície. A interferometria SAR diferencial (DInSAR) aparece como uma técnica que permite eliminar a contribuição da topografia de forma a obter um interferograma onde exista predominantemente o padrão da deformação do terreno causada ou por acidentes

naturais (e.g. sismos, erupções vulcânicas, subsidência dos solos) ou por actividades antropogénicas.

Para o cálculo de um interferograma diferencial são geralmente utilizados um dos quatro métodos seguintes:

A. Método das diferenças duplas (ou método 3-pass)

Neste método é necessário calcular dois interferogramas com 3 imagens adquiridas em épocas distintas. Uma das imagens é comum aos dois interferogramas. O interferograma diferencial é obtido pela diferença dos dois interferogramas iniciais. No interferograma diferencial as variações de fase devido à topografia “estática” são removidas, e apenas o efeito de deformação da superfície, ocorrida no intervalo de aquisição das imagens, permanece. Este método apresenta como principais desvantagens a necessidade de efectuar o desenrolamento da fase (processo muitas vezes difícil de efectuar devido por exemplo, à elevada concentração de franjas interferométricas ou devido à falta de coerência do interferograma) de um dos interferogramas, encontrar dois pares de imagens com condições geométricas favoráveis à existência de interferometria e com datas de aquisição propícias para o estudo do fenómeno sob análise, e finalmente o facto do interferograma diferencial comportar os efeitos de ruído ou de perturbações atmosféricas acumuladas de cada uma das imagens iniciais.

B. Método das diferenças simples (ou método 2-pass)

O método 2-pass, desenvolvido por investigadores do CNES (Massonnet *et al.*, 1993), utiliza um par de imagens SAR para formar o interferograma e um modelo altimétrico do terreno (*Digital Elevation Model*, DEM) externo (i.e., produzido a partir de outras fontes de dados que não os dados SAR) para modelar a contribuição da topografia. O DEM é utilizado para produzir um interferograma sintético da topografia do terreno que é posteriormente subtraído ao interferograma real para produzir o interferograma diferencial. Este método apresenta a vantagem de evitar o desenrolamento da fase e reduzir a presença de eventuais artefactos atmosféricos, assim como as perdas de coerência acentuadas pela subtracção de dois interferogramas. Por outro lado, a precisão do DEM utilizado não necessita de ser muito elevada para garantir uma boa precisão na medição do deslocamento (e.g. Franceschetti e Lanari (1999) utilizaram um DEM com uma precisão altimétrica de 30 m, e um par

interferométrico tal que $B_{\perp} = 100$ m, para detectar um deslocamento da superfície terrestre com uma precisão de cerca de 1 cm).

C. Método 4-pass

O método 4-pass baseia-se na subtracção de dois pares interferométricos independentes entre si (i.e., com quatro imagens SAR adquiridas em quatro posições distintas do satélite) sendo que um contém apenas a topografia e o outro apenas a deformação do terreno. A principal desvantagem deste método deve-se ao facto das geometrias das quatro imagens serem diferentes, sendo necessário proceder-se ao coregisto dos dois interferogramas (Hanssen, 2001). Após este processo, os passos subsequentes são idênticos aos do método 3-pass.

D. Método da combinação linear das bases

O método da combinação inteira das bases (Massonnet e Feigl, 1995b) consiste em gerar um interferograma diferencial a partir de dois interferogramas que apresentem uma relação inteira entre as respectivas bases. Numa primeira fase, a topografia é removida em cada um dos interferogramas através de um DEM externo (tal como no método 2-pass). Depois cada interferograma é multiplicado por um número inteiro de modo a obter dois interferogramas que possuam sensivelmente o mesmo valor de H_a . O interferograma diferencial é então obtido pela subtracção dos dois interferogramas com a mesma H_a . Basicamente, este método diz-nos que se tivermos dois interferogramas (1 e 2) com *altitude of ambiguities* iguais a H_{a1} e H_{a2} , tais que existam dois números inteiros q_1 e q_2 que verifiquem $q_1 H_{a1} = q_2 H_{a2}$, basta multiplicar o interferograma 1 por q_1 e o interferograma 2 por q_2 para obter, após a subtracção, um interferograma com H_a final igual a H_{a3} tal que $1/H_{a3} = q_1/H_{a1} - q_2/H_{a2}$. Este método apresenta como principal desvantagem o aumento significativo de ruído no interferograma final devido à multiplicação dos interferogramas. Os limites impostos para a utilização deste método são descritos por Massonnet *et al.* (1996).

B.4.1. DEFORMAÇÃO DO TERRENO OBTIDA POR DINSAR

A quantidade que relaciona a deformação do solo e a topografia com a geometria InSAR é, como vimos na secção precedente, a diferença em distância, segundo a direcção de vista do satélite (*Line-of-Sight*, LOS), das posições de um ponto P, no solo, entre as passagens de referência e de repetição do radar (Figura B.2). Esta

variação em distância é relacionada com a fase interferométrica através da expressão B-10. Ignorando para já o quarto termo da expressão B-10, esta pode ser escrita de um modo mais simplificado através de (Zebker *et al.*, 1994a; Price e Sandwell, 1998):

$$\Delta\Phi = \frac{4\pi}{\lambda} (\delta\rho_e + \delta\rho_t + \delta\rho_d) \quad (\text{B-12})$$

Quando as contribuições topográfica ($\delta\rho_t$) e Terra plana ($\delta\rho_e$) são totalmente removidas e supondo que as contribuições especificadas no quarto termo da expressão B-10 não existem, então a fase interferométrica depende somente da deformação ($\delta\rho_d$) e a expressão B-12 vem dada por:

$$\Delta\Phi = \frac{4\pi}{\lambda} \delta\rho_d \quad (\text{B-13})$$

onde $\delta\rho_d$ é a magnitude do deslocamento do terreno na direcção LOS.

A Figura B.2 ilustra a geometria de interferometria diferencial de passo repetido. O alcance oblíquo entre o satélite na passagem de referência (S_M) a um ponto no terreno de elevação H_P é R_{MP} , enquanto que na passagem de repetição (S_S) é $R_{MP} + \delta\rho_e + \delta\rho_t$. A distância oblíqua entre o satélite, na posição S_S , e a mesma porção de terreno após esta ter sido deslocada de r , é dada por $R_{MP} + \delta\rho_e + \delta\rho_t + \delta\rho_d$. Quando se mede o deslocamento do terreno usando a interferometria SAR, os três raios de distância entre o satélite e o ponto P, representados na Figura B.2, podem ser considerados paralelos (aproximação *parallel-ray*, Zebker e Goldstein, 1986) e a componente do deslocamento ($\delta\rho_d$) medida por InSAR, é apenas a componente (D_P) de r na direcção de vista do radar.

A deformação r na direcção α_P irá resultar numa componente do vector deformação na direcção LOS dada por (Massonnet e Feigl, 1998):

$$D_P = r \cdot \nu = |r| \cos(i - \alpha_P) \quad (\text{B-14})$$

onde, ν é um vector unitário cuja direcção coincide com as direcções das duas visadas do radar consideradas paralelas (cf. Figura B.3), \cdot representa o produto interno entre vectores, i é o ângulo de incidência local e α_P é o azimute do deslocamento r .

(Norte, Este e Vertical) do vector de deformação $r = (r_n, r_e, r_u)$, obtido através de técnicas geodésicas precisas, na direcção da visada do satélite através da fórmula (Hanssen, 2001):

$$d_r = r_u \cos i - \sin i [r_n \cos(\alpha_h - 3\pi/2) + r_e \sin(\alpha_h - 3\pi/2)] \quad (B-15)$$

em que d_r é a componente de r na direcção da visada do satélite, α_h é o azimute da órbita do satélite, e i é o ângulo de incidência local. Para os satélites ERS, os ângulos α_h e i são aproximadamente iguais a 190° e 23° , respectivamente e a deformação, na direcção da visada do satélite, num determinado ponto pode ser calculada por:

$$d_r = [0.92, -0.07, 0.38] [r_u, r_n, r_e]^T \quad (B-16)$$

Não existindo medições adicionais, pode sempre combinar-se medições interferométricas de diferentes direcções de visada do radar (e.g., Massonnet *et al.*, 1996). O caso ideal consiste em combinar três direcções distintas para determinar todas as componentes do vector deslocamento (Wright *et al.*, 2004), mas na prática, e por razões de disponibilidade, utilizam-se apenas duas direcções, correspondentes às visadas nas órbitas descendente e ascendente de um mesmo satélite (e.g. Pritchard *et al.*, 2002), de modo a constringer o deslocamento a uma recta no espaço (Figura B.4). Quando existe uma visada apenas numa única direcção este constringimento é confinado a um plano e determina-se apenas a componente do vector deslocamento na direcção da visada do satélite.

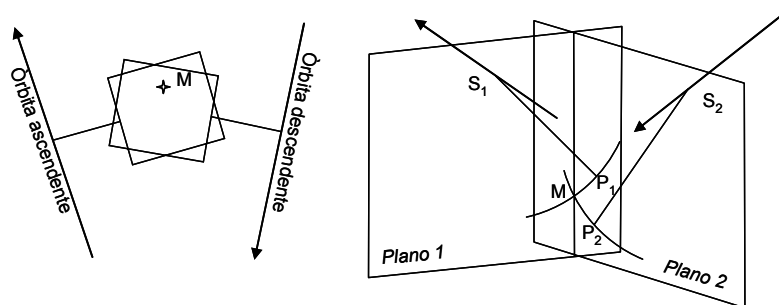


Figura B.4. Combinação de duas visadas SAR de modo a constringer melhor o deslocamento e a ambiguidade da fase.

A aplicabilidade da técnica DInSAR para a medição de fenómenos de deformação terrestre depende no entanto de diversos factores. A condição principal para a realização de interferometria diferencial para a medição de deformações é que a contribuição de fase de cada objecto elementar no interior dum *pixel* seja idêntica nas duas imagens SAR do par interferométrico. Os factores que mais contribuem para a alteração da coerência interna do *pixel* são essencialmente três:

- A. *Caraterísticas do terreno*: A estabilidade da superfície e dos objectos que nela existem é praticamente impossível de manter devido ao estado de mutação constante das várias entidades espaciais. Considera-se que se as posições relativas dos objectos elementares, no interior de um *pixel*, variarem numa quantidade superior ao comprimento de onda (i.e., a informação é incoerente), a correlação entre *pixels* correspondentes nas duas imagens do par interferométrico é nula e é impossível medir a deformação por DInSAR. Caso contrário, existindo coerência da informação em vários *pixels* adjacentes a alteração é coerente e a comparação de fase é possível.
- B. *Características da deformação (magnitude e extensão espacial)*: Massonnet e Feigl (1998) definem um limite para o gradiente máximo de deformação mensurável por DInSAR correspondente a uma franja por *pixel*. Quando o gradiente da deformação excede este limite há incoerência da informação e a técnica DInSAR deixa de ser aplicável. Deve no entanto, ter-se em conta que a detecção de deformações de pequena magnitude é geralmente dificultada pela presença de efeitos que reduzem a correlação do sinal interferométrico e de artefactos interferométricos que afectam a interpretação dos resultados.
- C. *Separação temporal entre imagens do mesmo par interferométrico*: Para o estudo duma região sujeita a deformações cuja evolução temporal seja gradual, a técnica DInSAR só é aplicável se o intervalo de tempo entre as imagens do par interferométrico não for demasiado elevado, de modo a haver perda total de coerência, nem for demasiado pequeno, senão não detecta qualquer deformação. A escolha das imagens SAR certas, a avaliação da dimensão da base espacial e temporal é neste caso, delicada e fundamental.

B.4.2. DESENROLAMENTO DA FASE

O padrão de franjas presente num interferograma deve-se ao carácter cíclico da fase. O valor da fase interferométrica obtido em cada *pixel* dum interferograma é uma medida relativa da variação de fase entre 0 e 2π (Figura B.5). Para que a fase interferométrica possa ser utilizada na interpretação de deformações do terreno ou na produção de modelos altimétricos, o seu carácter cíclico deve ser removido, ou seja, é necessário transformar a fase relativa em fase absoluta, este processo é designado por desenrolamento da fase (*phase unwrapping*) (Goldstein e Zebker, 1988).

Dois pontos distintos no terreno apresentarão o mesmo valor de fase interferométrica se os seus valores de alcance diferirem de um número inteiro de ciclos de fase. O desconhecimento deste número de ciclos faz do interferograma intrinsecamente

ambíguo porque fornece apenas a parte fraccional (não inteira) da diferença de fase. Para expressar esta ambiguidade diz-se que o interferograma está “enrolado” (*wrapped*). Para determinar a deformação absoluta de um ponto é necessário então adicionar ao valor da fase interferométrica medida o número inteiro (k) de ciclos de fase correcto, ou seja:

$$\Delta\Phi = \left[\frac{4\pi}{\lambda} (\delta\rho_e + \delta\rho_t + \delta\rho_d) \right] + 2k\pi, k \in \mathbb{Z} \quad (\text{B-17})$$

onde $\Delta\Phi$ é representa agora a fase absoluta desenrolada (*unwrapped phase*). O desenrolamento da fase para cada *pixel* é efectuado no pressuposto que (Spagnolini, 1991; Dupont e Berthod, 1994): (a) a superfície deve ser regular (b) a variação de fase absoluta entre dois *pixels* vizinhos deve ser inferior a π . O processo de desenrolamento da fase é muitas vezes difícil. Os métodos mais generalizados para a execução deste processo baseiam-se ou em métodos visuais/manuais ou em métodos automáticos. Nos métodos manuais é imperativo que se defina a área do interferograma com deformação nula para a partir daí identificar a primeira franja e posteriormente proceder-se à contagem do número total de franjas do padrão de interferência. O desenrolamento da fase pode ser efectuado manualmente, digitalizando as franjas do interferograma e procedendo à contagem do número de franjas a partir da primeira para depois multiplicar as isolinhas vectorizadas por múltiplos de $\lambda/2$ (Massonnet e Feigl, 1995a), ou automaticamente através do desenvolvimento de algoritmos de desenrolamento da fase a duas dimensões (*regional 2D unwrapping*). Estes algoritmos podem abordar o problema num domínio de aplicação local (*pixel a pixel*) ou global (Lin *et al.*, 1992). Os diversos métodos para o desenrolamento da fase têm sido objecto de vários trabalhos científicos. Gens e Vangenderen (1996), e Ghiglia e Pritt (1998) discutem este assunto em detalhe. Massonnet e Feigl (1998) referenciam também inúmeros trabalhos desenvolvidos nesta área e sublinham o facto do processo de desenrolamento da fase não poder ser completamente automático, pois existe sempre propagação de erros, gerados pelas hipóteses iniciais do algoritmo, e os resultados diferem em função do traçado escolhido para efectuar o desenrolamento da fase. Deve por isso, utilizar-se informação topográfica ou geodésica inicial ou um modelo de deformação de qualquer evento geofísico como elementos de auxílio. Geralmente, simula-se um interferograma diferencial com base num modelo de deformação existente para a região em questão, analisa-se a adequação do modelo às observações, através da produção de um interferograma residual resultante da subtracção do interferograma real com o

interferograma sintético, e na ausência de franjas residuais, procede-se ao desenrolamento da fase no interferograma sintético, caso contrário o modelo deve ser ajustado.

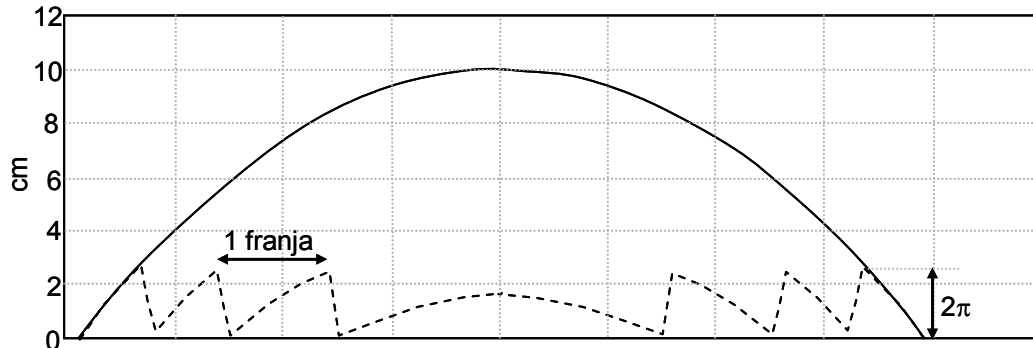


Figura B.5. Na figura as transições de 0 a 2π descrevem as linhas de igual *range* do interferograma. A fase “enrolada” está representada pelo traço a tracejado e a fase “desenrolada” pelo traço a cheio. A fase enrolada varia entre 0 e 2π . Um ciclo completo de fase corresponde a um deslocamento de 2.8 cm (ou seja, metade do comprimento de onda utilizado pelo sensor radar dos satélites ERS).

B.5. QUALIDADE DO INTERFEROGRAMA

B.5.1. COERÊNCIA

Para que a fase própria de um *pixel* (φ_{obj}) se mantenha inalterada entre as aquisições das imagens de referência e escrava, de um par interferométrico, é necessário que a organização dos objectos elementares no interior desse *pixel* se mantenha idêntica. Este tipo de análise não pode ser realizada em cada *pixel* de um interferograma mas sim num grupo de *pixels* vizinhos. Para o efeito, considera-se que se a geometria dos objectos elementares permanecer idêntica no interior de um *pixel*, o mesmo acontece para os seus *pixels* vizinhos. Nesta situação, a variação de fase, entre *pixels* vizinhos, deve ser fraca. Para medir esta variação, introduziu-se uma grandeza matemática designada por coerência (γ). A coerência é definida, no contexto da técnica DInSAR, como um parâmetro estatístico que permite avaliar a qualidade do interferograma e a sua magnitude é dada por (Bamler e Just, 1993):

$$\gamma = \frac{E\{g_M \cdot g_S^*\}}{\sqrt{E\{|g_M|^2\} E\{|g_S|^2\}}} \quad (B-18)$$

onde o operador E designa a esperança matemática, g_M e g_S são os valores complexos das imagens de referência e escrava, respectivamente, e $*$ representa o complexo conjugado. Esta grandeza estatística permite medir a dependência recíproca das imagens de referência e escrava, ou seja, localmente mede a correlação das características de reflexão da superfície entre as duas aquisições. Se γ assumir o valor de 1, é porque as imagens são idênticas e existe coerência total, mas se assumir o valor de 0 é porque são completamente diferentes e por isso não há coerência. Em geral, a coerência numa imagem varia espacialmente e por vezes ao nível do *pixel*. Contudo, a coerência não pode ser calculada com base num só *pixel*. Na prática, γ é estimada através da substituição da esperança matemática pela média, numa distância predefinida, em torno de um *pixel*. Utilizando um estimador de Máxima Verosimilhança (MV), a estimativa da coerência para a interferometria SAR pode ser dada por (Guarnieri e Prati, 1997):

$$\hat{\gamma}_{MV} = \frac{\left| \sum_{n=1}^N \sum_{m=1}^M g_M(n, m) g_S^*(n, m) \right|}{\sqrt{\sum_{n=1}^N \sum_{m=1}^M |g_M(n, m)|^2 \sum_{n=1}^N \sum_{m=1}^M |g_S(n, m)|^2}} \quad (\text{B-19})$$

onde $M \times N$ é o tamanho da janela de estimação.

O estimador da coerência será tanto melhor quanto maior for a janela de estimação. O falseamento dado por este estimador é muitas vezes corrigido calculando a diferença entre o estimador e o valor da coerência para zonas onde esta é conhecida (e.g., no mar a coerência é zero) (Askne *et al.*, 2003). Se representarmos a coerência através de uma imagem (imagem de coerência) podemos rapidamente identificar as zonas de maior ou menor coerência. As zonas mais brilhantes indicam coerência elevada, enquanto que as zonas mais escuras indicam regiões de pouca coerência. Uma imagem de coerência permite, em primeiro lugar, controlar a qualidade do interferograma obtido, mas poderá também ser utilizada como produto de base para o estudo das evoluções surfácicas da superfície (e.g., para estudos de evolução do coberto vegetal).

B.5.2. FACTORES DE DEGRADAÇÃO DA COERÊNCIA

A fase interferométrica pode ser afectada por várias perturbações que influenciam a qualidade do sinal interferométrico. Estas perturbações podem ser agrupadas em cinco categorias: (i) perturbações de origem térmica, (ii) perturbações de origem temporal, (iii) perturbações de origem geométrica, (iv) perturbações de origem no tratamento SAR, e (v) perturbações de origem no processamento interferométrico (Hanssen, 2001; Ferretti *et al.*, 2001; Franceschetti e Lanari, 1999). Os efeitos

produzidos por estas perturbações aumentam o ruído na fase interferométrica e diminuem o potencial da técnica DInSAR para a detecção de deformações da superfície. A contribuição de todas estas perturbações, quando consideradas em simultâneo, é multiplicativa e a perturbação total (γ_{total}) pode ser estimada por (Zebker e Villasenor, 1992):

$$\gamma_{total} = \gamma_{térmica} \cdot \gamma_{temporal} \cdot \gamma_{geométrico} \cdot \gamma_{tSAR} \cdot \gamma_{proc} \quad (B-20)$$

- A. *Perturbações de origem térmica*: Designa-se por ruído térmico o ruído instrumental associado ao radar e é causado pelas características do sistema, tais como o ganho e as características da antena radar. A influência do ruído térmico na fase interferométrica pode ser expresso em função da relação sinal-ruído (SNR) para um dado sensor (Bamler e Just, 1993; Just e Bamler, 1994, Zebker e Villasenor, 1992):

$$\gamma_{térmica} = \frac{1}{1 + SNR^{-1}} \quad (B-21)$$

Para os satélites ERS-1/2, o valor de SNR é cerca de 11.7 dB (Hanssen, 2001) e a influência desta perturbação na correlação interferométrica representa cerca de 6% da perda de correlação total (Delacourt, 1997).

- B. *Perturbações de origem temporal*: Esta perturbação verifica-se quando a distribuição dos reflectores pontuais no interior de uma mesma célula de resolução ou as suas características dieléctricas se alteram no intervalo de tempo decorrido entre a aquisição da imagem de referência e da imagem escrava. As alterações em causa estão essencialmente associadas ao conteúdo de humidade do solo, à rugosidade da superfície, à presença de vegetação e de elementos antropogénicos. A modelação analítica ou numérica da influência desta perturbação é quase impossível de se realizar devido à enorme quantidade de factores que a influenciam e à sua natureza discreta e não premeditada. Contudo, Zebker e Villasenor (1992) fornecem uma expressão aproximada para o seu valor, considerando que esta é apenas influenciada pelo movimento dos reflectores, e que se baseia no erro médio quadrático das componentes vertical (σ_h) e horizontal (σ_x) do deslocamento:

$$\gamma_{temporal} = \exp\left\{-\frac{1}{2}\left(\frac{4\pi}{\lambda}\right)^2(\sigma_x^2 \sin^2 \theta + \sigma_h^2 \cos^2 \theta)\right\} \quad (B-22)$$

onde λ é o comprimento de onda e θ o ângulo de vista do radar. Para esta expressão considerou-se que o movimento do centro de cada reflector é

independente dos restantes, no entanto, ocorre com frequência o movimento conjunto de alguns reflectores numa direcção preferencial devido a algum factor que os influencia de igual modo e neste caso verifica-se uma variação sistemática da fase (Gabriel *et al.*, 1989; Zebker e Villasenor, 1992).

C. *Perturbações de origem geométrica*: Uma perturbação de origem geométrica está relacionada com a diferença dos ângulos de incidência na aquisição das imagens de referência e escrava do par interferométrico (Gatelli *et al.*, 1994). A diferença dos ângulos de incidência deve-se ao facto da separação orbital, entre as duas aquisições, não ser nula. Zebker e Villasenor (1992) apresentam a seguinte expressão para quantificar a influência desta perturbação ($\gamma_{geométrica}$):

$$\gamma_{geométrica} = 1 - \frac{2B_h(\rho_d)_{solo} \cos^2 \theta}{\lambda R} \quad (B-23)$$

onde B_h é componente horizontal da base, em metros, $(\rho_d)_{solo}$ é a resolução em distância projectada no solo, θ é o ângulo médio de vista do satélite, λ o comprimento de onda e R o alcance oblíquo. O ângulo de incidência local depende do ângulo da vista do radar mas também do declive do terreno. Hanssen (2001) apresenta graficamente a relação entre a influência da perturbação de origem geométrica na correlação interferométrica, com a componente perpendicular da base (B_{\perp}) e o declive do terreno:

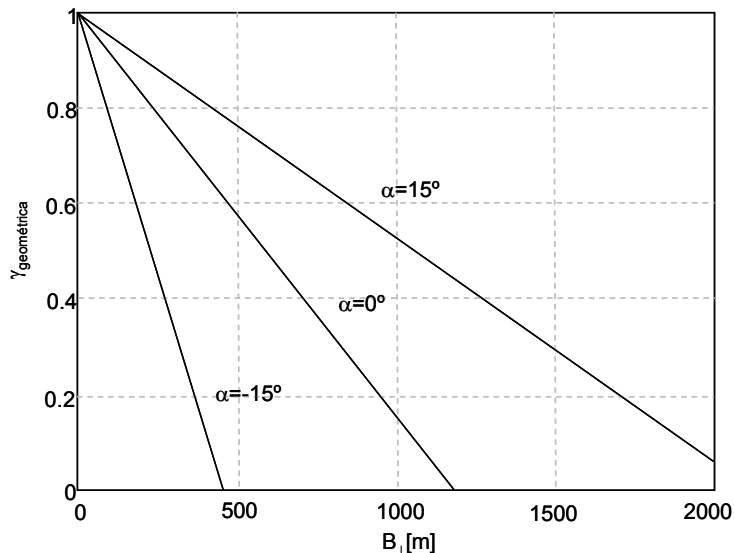


Figura B.6. Relação entre a influência da perturbação de origem geométrica na correlação interferométrica ($\gamma_{geométrica}$), com a componente perpendicular da base (B_{\perp}) e o declive do terreno (α) para os satélites ERS-1/2 (extraído de Hanssen (2001)).

A Figura B.6 mostra que a coerência diminui com o aumento de B_{\perp} . A coerência perde-se totalmente se B_{\perp} atingir um determinado limite máximo designado por base crítica (B_c) (Zebker e Villasenor, 1992), dado por:

$$B_c = \frac{\lambda R}{2(\rho_d)_{solo} \cos^2 \theta} \quad (\text{B-24})$$

A base crítica corresponde ao valor da base para a qual $\gamma_{geométrica} = 0$. Para os satélites ERS-1 e ERS-2, considerando o comprimento de onda (λ) de 5.66 cm, o ângulo de vista (θ) de 23°, o alcance oblíquo aproximadamente igual a 844 km e a resolução em distância no solo de 20 m, então pela equação B-24 o valor de B_c é aproximadamente de 1100 m, para um terreno plano (Hanssen, 2001).

D. *Perturbações no tratamento SAR*: Os parâmetros principais que intervêm no tratamento ou focalização de uma imagem SAR e que dependem da escolha do operador são o valor *Doppler* médio em azimute e a taxa de compressão em azimute. Sabendo que coerência sub-*pixelar* depende essencialmente da fase interna do *pixel*, então duas imagens adquiridas com valores *Doppler* muito diferentes, (i.e., por ângulos de vista diferentes) organizarão os reflectores, no interior de cada *pixel*, também de forma diferente e a coerência global do interferograma perde-se. Se tratarmos as duas imagens com os seus respectivos *Doppler centroid* (supostamente diferentes), a parte do espectro tratada corresponderá às frequências de energia máxima. A qualidade visual de cada imagem será ótima, mas a parte do espectro comum às duas tomadas de vista é reduzida. Mas se escolhermos um *Doppler* idêntico para os dois tratamentos, por exemplo, o valor médio dos dois valores *Doppler* ótimos, não otimizamos a qualidade de cada uma das imagens, pois não se realiza o tratamento sobre a porção do espectro que apresenta a energia mais elevada, mas a coerência geométrica é melhorada. Mesmo se a relação sinal-ruído das imagens de amplitude se degradar, o valor da informação de fase será melhor (Arnaud, 1997). Segundo Hanssen (2001), assumindo-se um peso espectral uniforme, a influência da perturbação na fase devido à diferença nas frequências *Doppler centroid*, Δf_{FDC} , entre as imagens de referência e escrava é dado por:

$$\gamma_{FDC} = \begin{cases} 1 - \frac{\Delta f_{FDC}}{B_A} & |\Delta f_{FDC}| \leq B_A \\ 0 & |\Delta f_{FDC}| > B_A \end{cases} \quad (\text{B-25})$$

onde B_A é a largura de banda na direcção azimutal. No caso dos satélites ERS γ_{FDC} apresenta um valor mínimo, mas devido a uma avaria, a 7 de Fevereiro de 2000, em dois de três giroscópios do ERS-2, os interferogramas formados com imagens deste sensor, a partir daquela data, apresentam Δf_{DC} com um valor significativo (Swart, 2000; Hanssen, 2001). Também neste caso é vantajoso a utilização do valor médio dos valores *Doppler*. Caso o tratamento interferométrico seja feito sobre imagens já focalizadas, sem ter havido o cuidado de as focalizar com um valor *Doppler* óptimo, é aconselhado a filtragem em azimute para melhorar a qualidade do interferograma (Hanssen, 2001).

A geometria de aquisição é muito mais importante para a escolha da taxa de compressão em azimute do que para a escolha do valor *Doppler centroid*. Para a taxa de compressão procura-se regrar a focalização dos alvos reflectores pontuais e existe apenas um valor óptimo a escolher para que a focalização seja bem realizada. Um erro na escolha deste parâmetro conduz a uma variação da dimensão dos alvos reflectores nas imagens e as contribuições de fase de *pixels* vizinhos são misturadas, havendo por isso perda de coerência e um aumento do valor de SNR (Just e Bamler, 1994; Delacourt, 1997). Portanto, é vantajoso que se calcule o valor óptimo da taxa de compressão de cada uma das imagens.

- E. *Perturbações no processamento InSAR*: Esta perturbação (γ_{proc}) deve-se essencialmente a um alinhamento incorrecto entre as imagens de referência e escrava durante o processamento interferométrico.

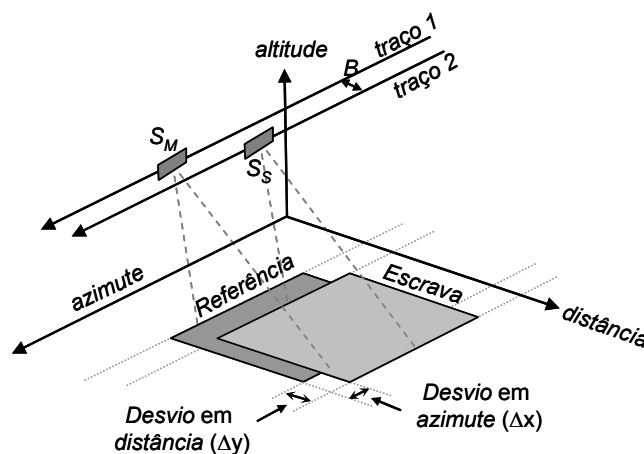


Figura B.7. Desvios em distância e em azimute, entre as imagens de referência e escrava, devido a diferenças na geometria de aquisição das imagens (adaptado de Reigber, 2001).

O coregisto envolve várias correcções que se devem à diferença das geometrias de aquisição, nomeadamente às diferenças na hora de início de aquisição das imagens e na distância do alcance próximo. As distorções estereoscópicas resultantes da diferença da geometria de aquisição são geralmente muito menores do que a dimensão do *pixel*, porque as restrições orbitais impostas para a condição de interferometria assim o exigem, no entanto, a exactidão exigida no processo de coregisto é elevada e deve ser cerca de 1/10 da dimensão do *pixel* (Hanssen, 2001). Contudo, Just e Bamler (1994) constataram que exactidões superiores a 1/8 da dimensão do *pixel* produzem já uma descorrelação desprezável.

B.6. ARTEFACTOS INTERFEROMÉTRICOS

Consideram-se artefactos as franjas interferométricas resultantes da variação do alcance oblíquo, entre as duas passagens do satélite, induzida por uma perturbação na fase interferométrica não relacionada com qualquer deformação da superfície terrestre. Estas franjas interferométricas podem ter origem instrumental, geométrica (orbital), topográfica ou atmosférica.

B.6.1. ARTEFACTOS INSTRUMENTAIS

Todas as medidas de distâncias efectuadas pelo radar utilizam a mesma unidade: o comprimento de onda. Contudo o comprimento de onda não possui uma das características essenciais das unidades de medida: a estabilidade temporal. Ela é sujeita às variações da frequência do relógio do satélite. Estas variações, provocadas pela instabilidade do relógio interno do satélite durante a aquisição de uma imagem, conduzem a uma deriva constante da fase, que se traduz no interferograma por uma rede de franjas interferométricas (Massonnet *et al.*, 1995b). As flutuações do relógio do satélite fazem variar a frequência da onda portadora (f) e a frequência de repetição dos impulsos (PRF). Se as variações de frequência forem rápidas no tempo, os interferogramas apresentam um conjunto de franjas dispostas na direcção azimutal, se as variações forem mais lentas, mas de amplitude considerável, os interferogramas apresentam um conjunto de franjas dispostas na direcção do alcance. A eliminação destas franjas pode ser feita aplicando uma “rampa de fase”, na direcção em que estas se encontram, sendo a frequência desta rampa dada pela diferença das frequências de emissão do satélite durante a aquisição das duas imagens (Delacourt, 1997). A identificação de um artefacto instrumental tornar-se por vezes difícil quando, num segmento espacial longo (cf. Figura B.8), possa existir um possível erro de

interpolação orbital. No entanto, localmente estes artefactos podem ser tratados como erros de posicionamento orbital.

B.6.2. ARTEFACTOS TOPOGRÁFICOS

A correcção efectuada para remoção da topografia de um interferograma pode introduzir erros dependendo do método utilizado. Quando é utilizado um DEM pré-existente, qualquer erro na informação altimétrica será transferido para o interferograma corrigido. A precisão altimétrica do DEM afecta não só os erros de posicionamento do interferograma, mas também contribui para existência de resíduos topográficos num interferograma diferencial. No caso de uma superfície plana e de um ângulo de incidência constante, o erro de posicionamento dx provocado por um erro altimétrico dh no DEM é dado por:

$$dx = dh \cot g\theta \quad (\text{B-26})$$

No caso do ERS-1, $dx=2.4dh$. É então preferível que a precisão altimétrica do DEM seja três vezes superior à resolução espacial (Carnec *et al.*, 1996). A eventual imprecisão do DEM utilizado traduz-se por uma diferença entre as franjas sintéticas de topografia e as franjas reais de um interferograma simples. A diferença destes dois interferogramas (i.e., o interferograma diferencial) apresentará franjas topográficas residuais. A única forma de isolar tal artefacto consiste em calcular vários interferogramas com pares de imagens diferentes (comparação lógica entre interferogramas (metodologia designada por *pair-wise logic*, Massonnet e Feigl, (1995b)). Desta forma, obtém-se um conjunto de interferogramas com valores de Ha e escalas temporais também diferentes. Se a frequência do sistema de franjas observado for sistematicamente proporcional a Ha do par considerado, é provável que exista um provável artefacto topográfico e neste caso, é necessário melhorar a qualidade do DEM ou recalculer o interferograma diferencial com um par menos sensível à topografia. A precisão do DEM (ε_{DEM}) requerida para que sejam detectados movimentos da superfície terrestre com um nível de precisão ε_d , deve verificar a seguinte condição (Fruneau, 1995; Delacourt, 1997):

$$\varepsilon_{DEM} < \varepsilon_d \frac{R \sin \theta}{B_{\perp}} \quad (\text{B-27})$$

Na prática, a sensibilidade topográfica de um interferograma diferencial é aproximada pela razão entre a precisão vertical do DEM e o valor de Ha . O resultado é dado em ciclos de fase que uma vez multiplicado por $\lambda/2$ permite avaliar a variação do alcance, em milímetros, esperada para um determinado erro altimétrico.

B.6.3. ARTEFACTOS ORBITAIS

A formação de uma imagem SAR é baseada numa medida relativa: a distância entre o satélite e a superfície da Terra. Para a formação de uma imagem SAR, assim como para o seu posicionamento geográfico é necessário um conhecimento preciso da posição do sensor, ou seja da sua órbita. Os erros associados à imprecisão das órbitas dos satélites produzem, no interferograma, um padrão de interferência constituído por um conjunto de franjas mais ou menos paralelas, designadas por franjas orbitais. O número de franjas por unidade de distância não varia muito em toda a imagem (Kohlhase *et al.*, 2003). Estas franjas são produzidas tanto por erros na componente radial como por erros na componente perpendicular à trajectória (*across-track*), e em ambos os casos as franjas orbitais são paralelas à trajectória do satélite. As franjas perpendiculares à trajectória revelam uma variação das anteriores, e traduz-se por uma estimativa errada da velocidade na direcção radial e na direcção perpendicular à trajectória (Kohlhase *et al.*, 2003). O padrão de franjas orbitais, designado por “rampa de fase”, pode constituir um problema se co-existir, num interferograma, com um padrão de deformação do terreno com um gradiente de franjas constante, por isso é importante que as órbitas sejam conhecidas com elevada exactidão.

No caso da interferometria SAR, um interferograma representa a diferença de fase medida entre duas imagens, e a imprecisão no conhecimento da posição relativa das duas órbitas, traduz-se num erro associado à base interferométrica (B). Este erro pode ser decomposto nas suas três componentes: erro na componente radial (σ_R), orientado segundo o raio da Terra, erro na componente definida pela direcção da trajectória (σ_A) e erro na componente definida pela direcção perpendicular à trajectória do satélite (σ_X) (Figura B.8):

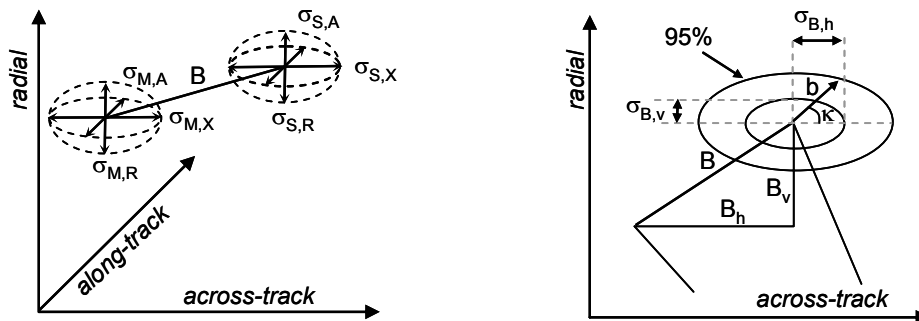


Figura B.8. A (figura da esquerda): Duas órbitas (referência e escrava) e as respectivas elipses de erro associadas; B (figura da direita): componentes do erro, na direcção radial e na direcção perpendicular à trajectória (*across-track*), que influenciam as componentes vertical (B_v) e horizontal (B_h) da base (adaptado de Hanssen, 2001).

Segundo Hanssen (2001), o erro na componente definida pela direcção paralela à trajectória é corrigido no processo de coregisto das imagens de referência e escrava e é equivalente a um erro na hora de aquisição da primeira linha de cada imagem (Massonnet *et al.*, 1995c). Consequentemente, o erro da base reduz-se assim a um problema bidimensional focado nos erros das componentes radial (σ_r) e perpendicular (σ_x) que se propagam como erros sistemáticos na fase interferométrica. Assumindo que os erros entre as órbitas de referência (M) e escrava (S) são independentes, a relação entre os erros na base e os erros nas componentes radial e perpendicular é dada por (Hanssen, 2001):

$$\begin{aligned}\sigma_{B_v} &= \sqrt{\sigma_{R,M}^2 + \sigma_{R,S}^2} \\ \sigma_{B_h} &= \sqrt{\sigma_{X,M}^2 + \sigma_{X,S}^2}\end{aligned}\tag{B-28}$$

onde B_v e B_h representam as componentes vertical e horizontal da base¹, respectivamente (Figura B.8B).

A correcção dos erros orbitais tem sido efectuada utilizando duas abordagens distintas:

- I. uma abordagem mais prática, consiste na contagem manual das franjas orbitais, em ambas as direcções (azimutal e em distância), onde se define um modelo de variação linear da fase, através duma transformação afim em duas componentes (equação B-29), que dependem essencialmente da posição azimutal do satélite (Delacourt, 1997; Hanssen, 2001) para se produzir um interferograma sintético apenas com franjas de origem orbital, e posteriormente subtraí-lo ao interferograma real:

$$\begin{aligned}B_v &= a_v + b_v y \\ B_h &= a_h + b_h y\end{aligned}\tag{B-29}$$

onde B_v e B_h são as componentes vertical e horizontal, respectivamente da baseline, y é o eixo dos azimutes, a_v , a_h , b_v e b_h são constantes. Se as órbitas forem quase paralelas, os coeficientes dos termos de primeiro grau da equação B-29 são nulos, o erro na base é independente do azimute e as franjas orbitais são paralelas ao eixo dos azimutes. Havendo dependência da posição do

¹ A base B é tipicamente especificada pelas componentes paralela ($B_{||}$) e perpendicular (B_{\perp}) à linha de visada do satélite, pelas componentes horizontal (B_h) e vertical (B_v), ou ainda pelo comprimento da base (B) e o ângulo de orientação da base em relação à horizontal (α_B) (Hanssen, 2001, p115).

satélite em azimute, são paralelas ao eixo das distâncias e distribuem-se obliquamente no interferograma. A aproximação linear descrita é apenas válida para pequenos erros orbitais, havendo por isso um pequeno número de franjas orbitais. Se os dados orbitais apresentarem erros relativos de posicionamento muito grandes a aproximação linear deixa de ser satisfatória e é necessário recorrer a métodos mais precisos.

- ii. uma abordagem mais teórica, consiste na utilização de métodos de estimação da base interferométrica com a precisão requerida para as aplicações interferométricas. Os métodos mais utilizados são o método dos pontos de controlo (PCs), o método das frequências e o método das órbitas. Existem inúmeros trabalhos publicados sobre métodos distintos de estimação da base interferométrica (e.g. Kimura e Todo, 1997; Singh *et al.*, 1997; Scharroo e Visser, 1998; Shimada, 1999; Hanssen, 2001; Kohlhase *et al.*, 2003). Ren *et al.* (2003) publicou um estudo comparativo entre os vários métodos existentes, dando especial ênfase ao facto dos métodos das órbitas e dos PCs funcionarem melhor do que o método das frequências, mas dependem da qualidade das efemérides dos satélites e da qualidade dos pontos de controlo escolhidos, respectivamente.

Para o utilizador de interferometria SAR o recurso às órbitas pós-processadas é o processo mais comum para constranger eventuais erros orbitais. Estas órbitas são geralmente calculadas através de interpoladores espaciais, que se baseiam nas efemérides dos satélites e em dados geodésicos adicionais utilizados para estimarem com elevada precisão as posições dos satélites. Os produtos orbitais restituídos estão disponíveis, para o utilizador, sob a forma de ficheiros que se diferenciam entre si fundamentalmente pela precisão associada aos respectivos vectores posição do satélite². Estes produtos designam-se genericamente por órbitas estimadas, órbitas restituídas, órbitas preliminares e órbitas precisas. Enquanto que os três primeiros tipos de órbitas são distribuídos pela ESA, as órbitas precisas são calculadas e distribuídas por institutos dedicados a esse fim. Por exemplo, o *Delft Institute for Earth-Oriented Space Research* (DEOS) calcula e distribui gratuitamente, via *web*, as órbitas dos satélites ERS-1 e ERS-2. Closa (1998) descreve e compara cada uma das órbitas mencionadas, recomendando a utilização de órbitas precisas produzidas pelo *German Data Processing and Archiving Facility* (D-PAF). As órbitas de *Delft*, embora produzam bons resultados interferométricos, apresentam uma desvantagem em relação às

² Um vector posição tem as seguintes componentes: instante, posição (x,y,z) e velocidade (v_x,v_y,v_z).

órbitas D-PAF: as velocidades dos satélites derivam das posições dos satélites e havendo um erro nas coordenadas da posição este será transmitido à velocidade e propagado pelos vários vectores de posição utilizados.

B.6.4. ARTEFACTOS ATMOSFÉRICOS

A propagação da radiação electromagnética através da atmosfera é efectada essencialmente pelo índice de refacção desta. As variações espaciais e temporais do índice de refacção modificam a velocidade de propagação das ondas electromagnéticas, o que irá afectar o tempo de trajecto do sinal radar. Normalmente numa imagem SAR os efeitos atmosféricos são pouco visíveis porque as diferenças relativas do atraso atmosférico, no interior da imagem, são muito menores do que a resolução do sistema. Mas nos interferogramas de imagens SAR, se as condições atmosféricas não forem idênticas no momento de aquisição das imagens, o sinal radar sofre um atraso relativo que se traduz numa variação da fase interferométrica e que produz franjas de origem atmosférica, também designadas por artefactos atmosféricos (Tarayre e Massonnet, 1996; Hanssen *et al.*, 2000). Os artefactos atmosféricos aparecem localmente e são difíceis de detectar, principalmente quando interferem com o sinal de deformação presente no interferograma. Estes artefactos constituem por isso, um dos factores que mais limitam o sucesso da técnica de interferometria diferencial.

Vários estudos descrevem os diferentes tipos de artefactos atmosféricos nos interferogramas SAR (e.g. Massonnet *et al.*, 1994b; Tarayre e Massonnet, 1996; Hanssen e Feijt, 1996; Rosen *et al.*, 1996; Hanssen e Usai, 1997; Zekber *et al.*, 1997; Massonnet e Feigl, 1998; Delacourt *et al.*, 1998; Fujiwara e Rosen, 1998; Fruneau *et al.*, 1999; Beauducel *et al.*, 2000; Hanssen, 2001; Feigl *et al.*, 2002). Nestes estudos mostra-se como as variações espaciais e temporais do índice de refacção do meio de propagação influenciam as variações de fase interferométrica. Os trabalhos mais relevantes nesta área identificam variações de fase com origem atmosférica, significativas para as aplicações DInSAR, por exemplo:

- i. Tarayre e Massonnet (1996) identificam, localmente, irregularidades, nas variações de fase, superiores a três ciclos de fase causadas por nuvens do tipo *cumulus*.
- ii. Hanssen e Usai (1997) relatam efeitos atmosféricos com um comprimento de onda de aproximadamente 2 km de extensão, com amplitudes de 0.25 ciclos, e com variações de fase locais superiores a 5 ciclos de fase.

- iii. Zebker *et al.* (1997) analisa dados de duas frequências radar distintas, observados num período de quatro dias na região do Hawaii, e conclui que as variações temporais e espaciais do vapor de água atmosférico é o factor dominante na influência dos efeitos atmosféricos na interferometria de passo-repetido. Conclui ainda que variações espaciais e temporais de 20% na humidade relativa podem conduzir a cerca de 10 cm de erro nos interferogramas de deformação, e de 100 m de erro em interferogramas de topografia.
- iv. Delacourt *et al.* (1998) e Beauducel *et al.* (2000) caracterizam e modelam os efeitos atmosféricos através de 238 interferogramas diferenciais produzidos no Monte Etna (Sicilia, Itália). Neste trabalho identificam-se atrasos na fase de cerca de 2.4 franjas (i.e., 6.7 cm, para a banda-C) e verifica-se uma forte correlação dos efeitos atmosféricos com a topografia.
- v. Hanssen (1998) analisa o comportamento estocástico do sinal troposférico num conjunto de 26 interferogramas, na região da Holanda, com imagens SAR da missão ERS Tandem. Neste trabalho foi utilizada informação meteorológica adicional como ajuda para a classificação dos diferentes tipos de artefactos atmosféricos. Os parâmetros utilizados nesta classificação consideram a escala espacial e a magnitude dos efeitos atmosféricos.

B.6.4.1. MODELAÇÃO TEÓRICA

Considera-se que a diferença de fase provocada pelos efeitos atmosféricos pode ser decomposta nas seguintes componentes (Moisseev e Hanssen, 2003):

$$\Delta\Phi_{atmo} = \Delta\Phi_{iono} + (\Delta\Phi_{hidro} + \Delta\Phi_{hum} + \Delta\Phi_{liq}) \quad (B-29)$$

onde $\Delta\Phi_{iono}$ é a diferença de fase devido às variações da parte superior ionizada da atmosfera (entre os 60 e 600 km), designada por ionosfera, e os restantes três termos referem-se à diferença de fase provocada pelos efeitos na parte inferior da atmosfera neutral, ou seja a troposfera (os primeiros 15 km). Na troposfera diferenciam-se as componentes hidrostática, que se refere a uma atmosfera sem humidade ou seca, a componente húmida que se refere ao conteúdo de vapor de água e à temperatura, e a componente líquida, que se refere à parte líquida da atmosfera (i.e., à existência de nuvens e/ou precipitação). As componentes hidrostática e ionosférica são aquelas que mais afectam a propagação da onda radar, mas os seus efeitos traduzem-se num comprimento de onda muito superior à extensão espacial de um interferograma e por isso a sua contribuição pode ser facilmente suprimida. Por outro lado, as componentes húmida (vapor de água) e líquida contribuem menos para o atraso total da onda radar,

mas a variabilidade espacial do seu comportamento, à escala do interferograma, é mais estocástico e por isso mais difícil de compensar.

A atmosfera afecta a transmissão das ondas rádio de duas formas: primeiro as ondas propagam-se mais lentamente que no vácuo e segundo, a sua trajectória deixa de ser uma linha recta e passa a ser uma curva. Ambos os efeitos são devido à variação do índice de refração ao longo da trajectória da onda. Em consequência destes dois efeitos, a propagação de um sinal é mais lenta. O atraso resultante no tempo de chegada de um sinal pode ser descrito em termos de um aumento equivalente no comprimento da trajectória percorrida. Considere-se então que o atraso $\Delta\tau$ que afecta a propagação das ondas electromagnéticas ao atravessarem a atmosfera é definido por $\Delta\tau = \tau_e - R/c$, onde R é o alcance oblíquo e τ_e é o tempo de propagação. Azoulay (1976), também referido por Delacourt *et al.* (1998), mostra que a curvatura da trajectória pode ser desprezada para ângulos de incidência superiores a 10° , que é o caso dos satélites ERS-1 e ERS-2 (23°). Substituindo τ_e por uma expressão que seja função do índice de refração N ao longo do trajecto do raio s , Delacourt (1997) apresenta a seguinte expressão para $\Delta\tau$:

$$\Delta\tau = \frac{1}{c} \int (1 + 10^{-6} N(s)) ds - \frac{R}{c} = 10^{-6} \int N(s) ds \quad (\text{B-30})$$

indicando que o aumento no comprimento da trajectória do sinal radar pode ser dado por:

$$\Delta L = c\Delta\tau = \frac{10^{-6}}{\cos\theta} \int_{h_0}^{\infty} N(h) dh \quad (\text{B-31})$$

onde h é a elevação vertical do ponto da superfície terrestre de referência e θ é o ângulo de vista do satélite, que é aproximadamente o mesmo para todos os *pixels*. Assumindo uma troposfera horizontalmente estratificada, Bean e Dutton (1966) propõe a seguinte expressão para a refractividade $N(h)$:

$$N(h) = 77.6 \frac{P(h)}{T(h)} + 3.73 \times 10^5 \frac{e(h)}{T^2(h)} \quad (\text{B-32})$$

onde P é a pressão total em mb, e é a pressão parcial do vapor de água e T é a temperatura em $^\circ\text{K}$. A expressão B-31 pode agora ser escrita por:

$$\Delta L = \left[\frac{77.6 \times 10^{-6}}{\cos\theta} \int \frac{P(h)}{T(h)} dh \right] + \left[\frac{0.373}{\cos\theta} \int \frac{e(h)}{T^2(h)} dh \right] \quad (\text{B-33})$$

O primeiro termo de ΔL , depende apenas de P e T , e é conhecido como a componente hidrostática (ΔL_d). O segundo termo depende apenas de T e e , e é conhecido como a componente húmida (ΔL_w).

B.6.4.2. REDUÇÃO DOS EFEITOS ATMOSFÉRICOS

A redução dos efeitos atmosféricos nos interferogramas SAR tem sido efectuada por diversas abordagens: (i) Modelação teórica do efeito atmosférico utilizando dados meteorológicos auxiliares; (ii) Utilização da técnica *pair-wise logic*; (iii) *Stacking* ou média de interferogramas independentes; (iv) Recurso a outras técnicas espaciais, tais como o GPS, para estimar o atraso troposférico e aplicar estas estimativas aos dados InSAR.

i. Modelação teórica utilizando dados meteorológicos auxiliares

Existem vários modelos baseados numa atmosfera *standard* que têm sido desenvolvidos para estimar o atraso troposférico através de observações meteorológicas efectuadas no solo, por exemplo o modelo de Hopfield (Hopfield, 1969), o modelo de Saastamoinen (Saastamoinen, 1972) e o modelo de Black (Black, 1978). A precisão das estimativas do modelo de Saastamoinen para as componentes hidrostática e húmida apresentam um erro médio quadrático de 2-3 mm e B-5 mm, respectivamente. Mendes (1998) indica que a componente hidrostática pode ser estimada com uma precisão sub-milimétrica a partir do modelo de Saastamoinen, se forem utilizadas medições precisas da pressão à superfície, enquanto que para a componente húmida, mesmo recorrendo aos melhores modelos, a utilização de observações meteorológicas à superfície conduz a estimativas com precisões apenas centimétricas. No entanto, a utilização do modelo de Saastamoinen é fortemente recomendada para a obtenção de uma boa estimativa do atraso dos sinais rádio provocado pela troposfera. Neste modelo, considera-se a troposfera um gás ideal em equilíbrio hidrostático para determinar a refractividade, e considera-se ainda que o atraso troposférico depende do ângulo zenital (z) da direcção da onda electromagnética, da pressão do ar (P_0), da temperatura (T_0) e da pressão parcial de vapor de água (e_0) num ponto no solo, e pode ser determinado através de (Saastamoinen, 1973):

$$\Delta L = \frac{2.27 \times 10^{-3}}{\cos z} \left[P_0 + \left(\frac{1255}{T_0} + 0.05 \right) e_0 - \Omega \tan^2 z \right] \quad (\text{B-34})$$

onde Ω é um coeficiente dado por:

$$\Omega = \frac{R_g}{R_T g} \left[\frac{P_0 T_0 - (R_g \beta / g) p^0 T^0}{1 - R_g \beta / g} \right] \quad (\text{B-35})$$

sendo R_g a constante do gás, R_T o raio da Terra, p^0 e T^0 a pressão e a temperatura na parte inferior da estratosfera (~12 km acima da superfície da Terra), β o gradiente vertical da temperatura e g o valor da gravidade na estação de observação. O coeficiente Ω varia com a altitude da estação acima do nível do mar. Para estações ao nível do mar Ω é aproximadamente 1.16. Um sinal que chegue à superfície numa direcção próxima da direcção zenital ($z=0$) o termo $\Omega \tan^2 z$ da expressão B-34 é zero e esta pode ser escrita por:

$$\Delta L = 2.27 \times 10^{-3} \left[P_0 + \left(\frac{1255}{T_0} + 0.05 \right) e_0 \right] \quad (\text{B-36})$$

O primeiro termo refere-se à componente ΔL_d e é apenas função do valor da pressão medida no solo (P_g):

$$\Delta L_d = 2.27 \times 10^{-3} P_0 \quad (\text{B-37})$$

O segundo termo refere-se à componente ΔL_w e, depende da temperatura e do vapor de água. Para contemplar melhor as características locais da troposfera Baby *et al.* (1988) introduzem dois parâmetros regionais no seu modelo para estimar ΔL_w que contemplam zonas a diferentes latitudes, e propõem uma fórmula simples e semi-empírica dada por:

$$\Delta L_w = \nu 10^{\gamma T_0} U_0 \quad (\text{B-38})$$

onde γ ($^{\circ}\text{C}^{-1}$) e ν ($\text{mm}\%^{-1}$) são os dois parâmetros empíricos que variam com a latitude e com o tipo de clima, T_0 é a temperatura e U_0 é a percentagem de humidade relativa, ambas medidas no solo. O parâmetro ν varia entre 0.4 para climas continentais próximos dos pólos a 0.9 para climas oceânicos no equador e γ varia entre 0.022, para climas oceânicos a latitudes tropicais, e 0.029 para climas continentais próximos dos pólos.

Para a correcção do atraso troposférico nos interferogramas diferenciais Delacourt *et al.* (1998) propõe um modelo que estima o índice de refacção em cada *pixel* do interferograma, determinado através de observações meteorológicas (pressão, temperatura e humidade) adquiridas numa estação de referência, sendo este índice dependente da altitude em cada *pixel* do interferograma. Este modelo combina o modelo de Saastamoinen para corrigir

a componente hidrostática e o modelo de Baby para corrigir a componente húmida. Sendo assim, através da utilização das expressões B-37 e B-38, Delacourt *et al.* (1998) propõe que o comprimento total do trajecto do sinal radar seja dado por:

$$\Delta L = \frac{1}{\cos \theta} (2.27 \times 10^{-3} P_0 + \nu U_0 10^{\gamma(T_0-273)}) \quad (\text{B-39})$$

onde θ corresponde ao ângulo incidência em cada *pixel*.

Num interferograma, o atraso troposférico diferencial em cada *pixel* é então dado por (Delacourt *et al.*, 1998):

$$\Delta L_{dif} = \frac{1}{\cos \theta} (2.27 \times 10^{-3} P_1 + \nu U_1 10^{\gamma(T_1-273)} - 2.27 \times 10^{-3} P_2 + \nu U_2 10^{\gamma(T_2-273)}) \quad (\text{B-40})$$

em que (P_1, T_1, U_1) correspondem às observações de pressão, temperatura e humidade relativa, na estação de referência, à data de aquisição da imagem de referência e (P_2, T_2, U_2) corresponde às mesmas observações mas à data de aquisição da imagem escrava. Num terreno plano, pode assumir-se que as condições meteorológicas (P, T, U) são uniformes em cada imagem e ΔL_{dif} é igual para todos os *pixels*. Por outro lado, em zonas montanhosas, o índice de refractividade depende da altitude de cada *pixel* e ΔL_{dif} não é constante. O índice de refractividade é obtido em cada ponto, usando uma expressão analítica para o cálculo de T e de P em função de T_0 e P_0 obtidos num ponto de referência de elevação h_0 . Para a temperatura T , assume-se que esta diminui linearmente com a altitude h através de um gradiente k que varia entre os valores 0.0055 e 0.0072, ou seja T poderá ser dada por:

$$T(h) = T_0 - k(h - h_0) \quad (\text{B-41})$$

Para a pressão P , pode utilizar-se uma tabela de correspondência pressão/altitude definida por:

$$P(h) = P_0 (1 - 22.557 \times 10^{-6} (h - h_0))^{5.26} \quad (\text{B-42})$$

Substituindo B-41 e B-42 em B-40 a expressão de ΔL , em função da altitude do *pixel*, é dada pela expressão B-43 (Delacourt, 1998):

$$\Delta L(\Delta h) = \frac{2.27 \times 10^{-3}}{\cos \theta} (P_1 - P_2) (1 - 22.557 \times 10^{-6} (\Delta h))^{5.26} + \frac{\nu}{\cos \theta} (U_1 10^{\gamma(T_1-273-k\Delta h)} - U_2 10^{\gamma(T_2-273-k\Delta h)})$$

A expressão B-43 pode então ser utilizada para calcular o atraso total troposférico em cada *pixel* do interferograma diferencial, conhecendo *a priori* a sua altitude e o ângulo de incidência local.

A combinação de dados meteorológicos (e.g. observações radar, observações de sondas meteorológicas, imagens de satélite meteorológicos, observações meteorológicas terrestres) adquiridos na área de estudo à data de aquisição das imagens SAR e de modelos teóricos adequados para estimar o atraso do sinal radar para depois o correlacionar com as variações de fase observadas nos interferogramas calculados, parece uma boa estratégia para remoção de parte da influência da atmosfera nos interferogramas SAR. No entanto, convém referir que a instrumentação utilizada normalmente para medir o atraso sofrido pelo sinal radar, não tem ainda nem a exactidão, nem a resolução espacial, e nem a amostragem temporal suficiente para eliminar inteiramente a influência atmosférica dos interferogramas SAR. O mais recente satélite de observação da Terra lançado pela ESA, o ENVISAT, foi concebido de modo a colmatar parte destas limitações dada a possibilidade de utilização conjunta dos sensores ASAR e MERIS. O MERIS fornece produtos de elevada resolução com informação, entre outras, do conteúdo de vapor de água na atmosfera. As imagens MERIS podem sobrepor parcialmente a área captada pelo ASAR, caso estes sensores sejam utilizados em simultâneo, e assim possibilitar a correcção dos artefactos atmosféricos presentes nos interferogramas ASAR. Contudo, os antecessores do ENVISAT não beneficiam desta vantagem e métodos mais eficazes têm que ser aplicados de modo a reduzir os artefactos em causa.

ii. *Metodologia da comparação lógica (pair-wise logic)*

A metodologia da comparação lógica (*pair-wise logic*), descrita em Massonnet e Feigl (1995b), baseia-se na selecção cuidadosa das imagens SAR e na hipótese de que se uma imagem SAR estiver “contaminada” por efeitos atmosféricos, todos os pares interferométricos que contenham essa imagem serão afectados pelo mesmo efeito pois apresentam o mesmo tipo de sinal de interferência (magnitude, forma e localização). Consequentemente, e por exclusão de partes, a imagem contaminada é facilmente identificada. O efeito atmosférico pode ser removido através da combinação linear de interferogramas. Se a imagem “contaminada” for usada como referência num interferograma e como escrava num segundo interferograma, o sinal das

anomalias é inverso, em ambos os interferogramas, e a soma dos dois resulta numa completa remoção das anomalias atmosféricas.

iii. *Adição de interferogramas (Stacking)*

A adição (*stacking*) de interferogramas baseia-se na combinação linear inteira de vários interferogramas (Massonnet e Feigl, 1995b; Beauducel *et al.*, 2000; Ferretti *et al.*, 2000; Sandwell e Price, 1998; Sandwell e Sichoix, 2000; Hanssen, 2001). O resultado de adicionar vários interferogramas que partilhem uma mesma imagem é equivalente a calcular um interferograma com a primeira e última imagem da série temporal. Se a série temporal for longa, as variações de fase devido aos efeitos atmosféricos comportam-se como ruído e a soma dos vários interferogramas reduz a influência desses efeitos (Hanssen e Feijt, 1996; Hanssen, 2001). Para que o método de adição seja eficaz na redução dos efeitos atmosféricos é necessário um elevado número de imagens SAR sobre a mesma zona do terreno.

iv. *Utilização do GPS para estimar o atraso troposférico do sinal radar*

No processamento das observações GPS, o atraso ionosférico é eliminado pela combinação linear das duas frequências GPS (L1 e L2), e o atraso troposférico, não podendo ser eliminado desta forma, é frequentemente estimado, na direcção do zénite e a várias altitudes (*Tropospheric zenith delay*, ZND), como uma incógnita extra no processamento dos dados GPS. As observações GPS, resultantes de uma operação do receptor em modo contínuo, permitem investigar o carácter estatístico da pressão do vapor de água a escalas espaciais e temporais comensuradas com as dos interferogramas SAR. A precisão das estimativas GPS para os vários ZNDs é na ordem dos 6-8 mm (Bock and Williams, 1997). Estas estimativas podem ser usadas para calcular os atrasos troposféricos causados nos dados SAR, desde que seja utilizada uma função de mapeamento adequada para converter os resultados na direcção da visada do satélite. A limitação da integração dos dados GPS e InSAR para correcção dos efeitos atmosféricos nos interferogramas SAR prende-se com o facto que ambos os conjuntos de dados (GPS e imagens SAR) terem que estar disponíveis na mesma região e ao mesmo tempo. Por outro lado, as estimativas ZNDs derivadas de observações GPS constituem uma série temporal para uma estação fixa e são obtidas combinando medições GPS sobre um cone inverso acima da antena receptora e as redes GPS mundiais não podem distribuir dados atmosféricos à escala do

pixel da imagem interferométrica. São por isso, muitas vezes utilizados métodos de interpolação para estimar o atraso troposférico em cada *pixel* do interferograma SAR (e.g. Janssen *et al.*, 2004).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Adragna, F. [2000]. Radar Imagery/Interferometry course, GDTA, Toulouse, France, 11-15 Sept. 2000.
- Afonso, A., Gomes, F., Fernandes, M. [2002]. IGeoE: Cartografia de qualidade – a base de um SIG. *Tribuna das Autarquias*, N. 108, Jun. 2002, pp. 13-14.
- Altamimi, Z., P. Sillard, C. Boucher [2002]. ITRF2000: A new release of the International Terrestrial Reference Frame for earth science applications, *J. Geophys. Res.*, 107(B10), 2214, doi:10.1029/2001JB000561
- Alves, V. [1987]. Observação geodésica da ilha do Faial. Relatório do Centro de Geodesia do Instituto de Investigação Científica e Tropical, Lisboa.
- Alves, V. [1988]. Observação geodésica da ilha do Faial (conclusão) e ligação à Ilha do Pico. Relatório do Centro de Geodesia do Instituto de Investigação Científica e Tropical, Lisboa.
- Amelung, F., Galloway, D.L., Bell, J.W., Zebker, H.A., Laczniak, R.J. [1999]. Sensing the ups and downs of Las Vegas, InSAR reveals structural control of land subsidence and aquifer-system deformation: *Geology*, v. 27, p. 483-486.
- Antunes, C. [1997]. Um modo “Rápido-Estático” com GPS Monofrequência no apoio à Cartografia. *Revista de Cartografia e Cadastro*, N°6 Junho de 1997.
- Argus, D. F. e M. B. Heflin [1995]. Plate Motion and Crustal Deformation Estimated with Geodetic Data from the Global Positioning System. *Geophys. Res. Lett.*, 22(15), 1973-1976, August.
- Arnaud, A. [1997]. Etude et analyse des artefacts dans la construction de l'image interférométrique radar, Thèse, ENSEIHT, Toulouse.
- Arnaud, A., Adam, N., Hanssen, R., Inglada, J., Duro, J., Closa, J., Eineder, M. [2003]. ASAR ERS interferometric phase continuity. *International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, 21-25 July 2003, Toulouse (France).
- Askne, J., ED. [2003]. Remote Sensing using Microwaves. Chalmers University of Technology. Web-site: <http://www.rss.chalmers.se/rsg/Education/RSUM/>
- Askne, J., P. Dammert, G. Smit [1997]. Interferometric SAR observations of forested, In Third ERS Symposium – Space at the Service of our Environment, Florence, Italy, 17-21 March, 1997.
- Attema, E. P. W. [1991]. The Active Microwave Instrument On-Board the ERS-1 Satellite, *Proceedings of IEEE*, 79(6):791-799.
- Azoulay, A. [1976]. Etude de l'influence de la troposphere sur la mesure de distance terre-satellite, NT/EST/APH/34, Note technique, C.E.N.T..
- Baby, H.B., P. Golé, J. Lavernat [1988]. A model for the tropospheric excess path length of radio waves from surface meteorological measurements. *Radio Science*, 23(6):1023-1038, November 1988.
- Bamler, R. e D. Just. [1993]. Phase statistics and decorrelation in SAR interferometry, *Proceedings of IGARSS'93*, Japan, pp. 980-984.
- Bastos, L., J. Osório, H. Landau, G. Hein [1991]. The Azores Archipelago GPS network, *Life and Earth Sciences*, 9, 1–9.
- Bastos, L., J. Osório, A. Barbeito, G. Hein [1998]. Results from geodetic measurements in the western part of the African-Eurasian plate boundary, *Tectonophysics*, 294, 261–269.
- Bean, B.R. e Dutton, E.J. [1966]. *Radio Meteorology*, Dover Publications, New York, USA
- Beauducel, F., Briole, P. and Froger, J.L. [2000]. Volcano wide fringes in ERS synthetic aperture radar interferograms of Etna: Deformation or tropospheric effect, *J. Geophys. Res.*, 105, 16391-16402.
- Beutler, G., I.I. Mueller, and R.E. Neilan (1994). The International GPS Service for Geodynamics (IGS): Development and start of official service on January 1, 1994, *Bull. Geod.*, 68, 39-70.
- Black, H.D. [1978]. An easily implemented algorithm for the tropospheric range correction. *Journal of Geophysical Research*, 83(B4), 1825-1828.
- Blewitt, G. [1989]. Carrier phase ambiguity resolution for the Global Positioning System applied to geodetic baselines up to 2000 km, *Journ. Geophys. Rcs.*, 94, (B8), pp. 10,187-10,283.
- Blewitt, G. [1993]. Advances in Global Positioning System Technology for Geodynamics Investigations: 1978-1992. In *Contrib. Space Geodesy Geodyn.: Technol. Geodyn., Geodyn. Ser.*, ed. DE Smith DL Turcotte, 25:195–213. Washington, DC: Am. Geophys. Union. 213 pp.
- Block, Y. e S. Williams [1997]. Integrated satellite interferometry in Southern California. *Eos*, 78(29), 293.
- Borges, J. F. [2003]. Fonte Sísmica em Portugal – Algumas Implicações na Geodinâmica da Região Açores-Gibraltar, Tese de Doutoramento, Universidade de Évora, Évora.
- Boucher, C. e Z. Altamimi [1996]. ITRF and Its Relationship to GPS. *GPS World*, 7(9), September. <http://lareg.ensg.ign.fr/ITRF/ITRF-GPS.html>. Acedido em xxxx.
- Buderi, R. [1996]. *The invention that changed the world*, Simon & Schuste, New York.
- Bufo, E., A. Udias, M.A. Colombás [1988]. Seismicity, source mechanisms and tectonics of the Azores-Gibraltar plate boundary, *Tectonophysics* 152, 89-118.
- Calais, E., DeMets, C., Nocquet, J.-M. [2003]. Evidence for a post-3.16-Ma change in Nubia-Eurasia-North America plate motions?, *Earth planet. Sc. Lett.*, 216, 81–92.
- Carnec, C., Massonnet, D., King, C. [1996]. Two examples of the use of SAR interferometry on displacement fields of small spatial extent. *Geophysical Research Letters*, 23(24):3579-3582.

- Carrara, W.G., R.S. Goodman, R.M. Majewski [1995]. Spotlight Synthetic Aperture radar: Signal processing algorithms. Norwood, MA: Arctec House.
- Carvalho, A., Sousa, M.L., Oliveira, C.S., Campos-Costa, A., Nunes, J.C., Forjaz, V.H., "Seismic hazard for Central Group of Azores Islands [2001]. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata* 2001; 42 (1-2): 89-105.
- Catalão, J., J.M. Miranda, N. Lourenço [2006]. Deformation associated with the Faial (Capelinhos) 1956 eruption. Inferences from 1937-1997 geodetic measurements. *Journal of Vulcanology and Geothermal Research*, Vol 155, 3-4, 151-163.
- Catita, C., J. Catalão, J.M.Miranda, L.M.Victor [2004]. Processamento e análise de dados GPS nas ilhas do Faial e Pico – Projecto SARAÇORES. IV Assembleia Luso-Espanhola de Geodesia e Geofísica, 3-7 Fevereiro de 2004, Figueira da Foz, Portugal.
- Catita, C., K. Feigl, J. Catalão, M. Miranda, L.M. Victor [2005]. InSAR time series analysis of the 9th July 1998 Azores earthquake. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 26, No. 13, July 2005, pp. 2715-2729.
- Catita, C., J. Catalão, M. Miranda, L.M. Victor, R.M. Fernandes [2005]. Cinemática e deformação das ilhas do Faial e Pico (Açores). Comunicação oral na IV Conferência Nacional de Cartografia e Geodesia, Março de 2005, Centro de Congressos do LNEC, Lisboa.
- Catita, C., J. Catalão, J.M.Miranda, L.M.Victor [2007]. Kinematics of Faial-Pico Islands (Azores Archipelago) deduced from repeated GPS surveys. Poster apresentado na *European Geosciences Union General Assembly 2007* Vienna, Austria, 15 – 20 April 2007.
- Chovelon, P. [1982]: Évolution volcanotectonique des îles de Faial et de Pico, M.Sc. Thesis, Paris-Sud University, Centre d'Orsay, pp. 186.
- Closa, J. [1998]. The influence of orbit precision in the quality of ERS SAR Interferometric data. In http://earth.esa.int/rootcollection/sysutil/ORB_QL.html, acessado em 20-04-2007.
- Cloude S.R. e K.P. Papathanassiou [1998]. Polarimetric SAR Interferometry. *IEEE Trans. Geo & Remote Sensing*, vol. 36(5), pp.1551–1565, Sep. 1998.
- CNES [1995]. Logiciel de traitement interferometrique automatise DIAPASON, CNES/833/2/95/0145, Toulouse, France.
- CNES [1998]. Philosophy & Instructions for use of the DIAPASON interferometry software system developed at CNES, GDTA, Toulouse, França.
- Crosetto, M. [1998]. Interferometric SAR for DEM Generation: Validation of an Integrated Procedure Based on Multisource Data. Doctorate thesis, Politecnico di Milano, Geodetic and Surveying Sciences, Milano.
- Crosetto, M., C. C. Tschering, B. Crippa, M. Castillo [2002]. Subsidence monitoring using SAR interferometry: Reduction of the atmospheric effects using stochastic filtering. *Geophys. Res. Lett.*, vol. 29, May 9, 2002.
- Cruz, J.V., J.C.Nunes, Z. França, M.R.Ccarvalho, V.H. Forjaz [1995]. Estudo vulcanológico das erupções históricas da ilha do Pico-Açores. *Memórias do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Faculdade de Ciências do Porto* 4; 985-987.
- Cunha, T. [2000]. Etude par interferometrie radar des regions a sismicite active d'aqaba-mer morte (Israel) et d'Algarve (Portugal). Diplôme d'Etudes Supérieures Spécialisées de Télédétection, GDTA, Toulouse, France.
- Curlander, J. C. e McDonough, R. N. [1991]. Synthetic aperture radar: systems and signal processing, John Wiley & Sons, Inc., New York.
- Curlander, J.C. [1982]. Location of Spaceborne SAR Imagery, *IEEE Transaction of Geoscience and Remote Sensing*, 22, 106-112.
- Davis, J.L., W.H. Rescon, J.L. Svarc, KJ. Wendt [1989]. Assessement of Global Positioning System measurements for studies of crustal deformation, *Journ. Gwphys. Res.*, Vol. 94, (BIO), pp. 13,635-13.650, 1989.
- Delacourt, C. [1997]. Detection et analyse de mouvements de surface par interferometrie differentielle. These doctoral, Institut de physique du globe, Paris, FRANCE.
- Delacourt, C., P. Briole, J. Achache [1998]. Tropospheric corrections of SAR interferograms with strong topography: Application to Etna. *Geophys. Res. Lett.*, 25, 2849–2852.
- Delacourt, C., Allemand, P., Casson, B., Vadon, H. [2004]. Velocity field of the « La Clapière » landslide measured by et al. (200
- DeMets, C., R. G. Gordon, D. F. Argus, S. Stein [1994]. Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions, *Geophys. Res. Let.*, Vol. 21, pp. 2191-2194.
- Deos, [2002]. Delft Getorb Software, ERS Precise Orbit Determination: Tools and Software, <http://www.deos.tudelft.nl/ers/precorbs/tools>, Acessado em 30-07-2001.
- Dias, N. [2005]. Estudo da sequência sísmica gerada pelo sismo do Faial de 9 de Julho de 1998: anisotropia crustal, inversão tomográfica e caracterização sísmo-tectónica. Tese de Doutoramento, Universidade de Lisboa.

- Dias, N., [2003]. Polarização de ondas S da sequência sísmica do Faial de 1998-7-9, 3º Simp. de Meteorologia e Geofísica da APMG, Aveiro, 2003, pp. 6.
- Dong, D. e Y. Bock [1989]. GPS network analysis with phase ambiguity resolution applied to crustal deformation studies in California, *Journ. Geophys. Res.*, 94 (B4), pp. 3949-3966.
- Dong, D., T.A. Herring, R.W. King [1998]. Estimating regional deformation from a combination of space and terrestrial geodetic data, *J. Geod.*, 72, 200-211.
- Dowman, I.J, Laycock, J. and Whalley, J. [1993]. Geocoding in the UK. In SAR Geocoding: Data and Systems. Edited by Schreier, G. Wichmann Verlag, Heidelberg, pp:373-387.
- Dupont, S.e M. Berthod [1994]. Interferometrie Radar et Deroulement de Phase, INSTITUT NATIONAL DE RECHERCHE EN INFORMATIQUE ET EN AUTOMATIQUE: <ftp://ftp.inria.fr/INRIA/publication/publi-pdf/RR/RR-2344.pdf>, Accessed: in 2005-09-04
- Duro, J., Closa, J., Biescas, E., Crosetto, M., Arnaud, A., [2005]. High Resolution Differential Interferometry using time series of ERS and ENVISAT SAR data. Proc. of the 6th. Geomatic Week Conference, February 2005, Barcelona, Spain (CDROM).
- Dziewonski, A. M., Chou, T.-A., and Woodhouse, J. H. [1981]. Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity, *J. Geophys. Res.*, 86, 2825-2852.
- Elachi, C. [1988]. Spaceborne radar remote sensing: applications and techniques, Institute of Electrical and Electronics Engineers, New York.
- Fang, P. e Y. Bock (xxxx). Scripps Orbit and Permanent Array Center xxxx Report to IGS in International GPS Service for Geodynamics xxxx Annual Report, edited by J. F. Zumberge, M. P. Urban, R. Liu and R. E. Neilan, p. 103, *Jet Propulsion Laboratory, Pasadena*.
- Feigl, K.L., R.W. King, T.H. Jordan, [1990]. Geodetic measurement of tectonic deformation in the Santa Maria fold and thrust belt, California, *J. Geophys. Res.* 95, 2679–2699.
- Feigl, K., D. Agnew, Y. Bock, D. Dong, A. Donnellan, B. Hager, T. Herring, D. Larsen, K. Larson, M. Murray, Z. Shen, F. Webb [1993]. Space geodetic measurement of the velocity field of central and southern California, 1984-1992, *JGR.*, v. 98 (B12), 21677-21712.
- Feigl, K. [2002]. Estimating Earthquake Source Parameters from Geodetic Measurements. *International Handbook of earthquake & Engineering seismology, Part A*, 81^a.
- Feigl, K.L., F. Sarti, H. Vadon, P. Durand, S. Mclusky, S. Ergintav, R. Bürgmann, A. Rigo, D. Massonnet, e R. Reilinger [2002]. Estimating slip distribution for the Izmit mainshock from coseismic GPS, ERS-1, RADARSAT and SPOT measurements, *Bull. Seism. Soc. Amer* 92, 138-160.
- Feigl, K.L. e R.W. King, T.H. Jordan, [1990]. Geodetic measurement of tectonic deformation in the Santa Maria fold and thrust belt, California, *J. Geophys. Res.* 95, 2679–2699.
- Féraud, G., Kaneoka, I. and Allègre, J. C. [1980]. K/Ar ages and stress pattern in the Azores: Geodynamic implications, *Earth Planet. Sci. Lett.* 46: 275–286.
- Fernandes, R.M.S., Miranda, J.M., Catalão, J., Luís, J.F., Bastos, L., Ambrosius, B.A.C. [2002]. Coseismic Displacements of the Mw56.1, July 9, 1998, Faial Earthquake (Azores, North Atlantic). *Geophysical Research Letters*, 29(16), 21-1–21-4.
- Fernandes, R. M. S., B. A. C. Ambrosius, R. Noomen, L. Bastos, M. J. R. Wortel, W. Spakman, R. Govers [2003]. The relative motion between Africa and Eurasia as derived from ITRF2000 and GPS data, *Geophys. Res. Lett.*, 30(16), 1828, doi:10.1029/2003GL017089.
- Fernandes, R.M.S. [2004]. Present-day kinematics at the Azores-Gibraltar plate boundary as derived from GPS observation. *PhD Thesis, Delft Technical University*, pp. 202.
- Fernandes, R.M.S., L. Bastos, B.A.C. Ambrosius, R. Noomen, S. Matheussen, P. Baptista [2004]. Recent geodetic results in the Azores Triple Junction region, *Pure and Applied Geophysics*, 161(3), 683–699, doi:10.1007/s00024-003-2469-y.
- Fernandes, R.M.S., L. Bastos, J.M. Miranda, N. Lourenço, B.A.C. Ambrosius, R. Noomen, W. Simons [2006]. Defining the Plate Boundaries in the Azores Region, *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 156 (1-2): 1-9 AUG 1.
- Ferreira, A.B. [2005]. Geodinâmica e perigosidade natural nas ilhas dos Açores, Finisterra, XL, 79, 2005, pp. 103-120.
- Ferretti, A., C. Prati, and F. Rocca, [2000]. Nonlinear subsidence rate estimation using permanent scatterers in differential SAR interferometry, *IEEE Trans. Geos. Remote Sens.*, 38, 2202-2212, 2000.
- Ferretti, A., C. Prati, F. Rocca [2001]. Permanent scatterers in SAR interferometry. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 39(1):8–20, January 2001.
- Forjaz, H.V., Serralheiro, A., Nunes, J.C. [1990]. Carta Vulcanológica dos Açores (Grupo Central).
- Forjaz, V.H. [1988]. Azores study tour. Field trip guide: Seminar on the prediction of earthquakes. Econ. Comm. For Europe-UN, Lisbon, 26 pp.
- França, Z., J.V. Cruz, J. Nunes , V. Forjaz [2003]. Azores Historical Eruptions: Geochemical Features and Related Eruptive Styles. Poster-XXIII General Assembly of the International Union of Geodesy and Geophysics, IUGG 2003, July 11, Sapporo, Japan.
-

- Franceschetti, G., Lanari, R. [1999]. Synthetic Aperture Radar Processing, CRS Press, New York, USA, 307p.
- Fruneau, B. [1995]: Interférométrie différentielle d'images SAR. Application au glissement de terrain de la Clapière, Thèse d'université, Paris 7, 200p.
- Fruneau, B., J.P. Rudant, D. Obert, D. Raymond [1999]. Small displacement detected by SAR interferometry on the city of Paris (France), Proceedings of IGARSS'99, Hamburg, Germany, pp.1943-1945.
- Fujiwara, S. e P. Rosen. [1998]. Crustal deformation measurements using repeat-pass jers1 synthetic aperture radar interferometry near the Izu peninsula, Japan. JGR, 103(B2):2411–2426, February 1998.
- Gabriel, A.K., R.M. Goldstein [1988]. Crossed-orbit interferometry: theory and experimental results from SIR-B. International Journal of Remote Sensing 9(5), 857-872.
- Gabriel, A.K., M. Goldstein, e H. Zebker, [1989]. Mapping small elevation changes over large areas:differential radar interferometry. JGR, 94(B7):9183– 9191, July 1989.
- Gatelli, F., A. Guarneri, F. Parizzi, P. Pasquali, C. Prati, F. Rocca [1994]. The wavenumber shift in SAR interferometry, IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 32(4) :855-865.
- Gens, R. e Vangenderen, J.L. [1996]. SAR interferometry—issues, techniques, applications, Int. J. Remote Sens., 17, 1803–1835.
- Ghiglia D.C. e Pritt M.D. [1998]. Two-dimensional phase unwrapping: Theory, algorithms and software, John Wiley & Sons, Inc., New York 1998.
- Goldstein, R. M. e C. L. Werner [1998]. Radar interferogram filtering for geophysical applications, Geophys. Res. Lett., vol. 25, no. 21, pp. 4035–4038, 1998.
- Goldstein, R.M., Zebker H.A., Werner, C.L. [1988]. Satellite radar interferometry: two-dimensional phase unwrapping. Radio Sci., 23, 713-720.
- Goldstein, R. M., H. Engelhardt, B. Kamb, R. M. Frolich [1993]. Satellite radar interferometry for monitoring ice sheet motion: Application to an Antarctic ice stream, Science, 262, 1525–1530.
- Graham, L. C. [1974]. Synthetic interferometer radar for topographic mapping, Proc. IEEE, 62, 763–768.
- Grimison, N. e W. Chen [1986]. The Azores-Gibraltar plate boundary: focal mechanisms, depths of earthquakes, and their tectonic implications, J. Geophys. Res. 91 (1986) 2029-2047.
- Guarnieri, A. M. e Prati, C. [1997]. SAR interferometry: A "quick and dirty" coherence estimator for data browsing. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing 35(3), pp. 660–669.
- Hanssen R., Usai S. [1997]. A time series approach for monitoring slow deformation processes, **3rd ERS**
- Hanssen, R. [1998]. Assessment of the role of atmospheric heterogeneities in ERS tandem SAR interferometry. Report in Response to the Statement of Work for Data Quality Analysis in Support of ESA.
- Hanssen, R. F. [2001]. Radar Interferometry, Data Interpretation and Error Analysis, volume 2 of Remote Sensing and Digital Image Processing. Kluwer Academic, P.O.Box 17, 3300 AA Dordrecht, The Netherlands, 2001. ISBN 0-7923-6945-9.
- Hanssen, R., A. Feijt [1996]. A first quantitative evaluation of atmospheric effects on SAR interferometry. In Fringe workshop Zurich, <http://www.geo.unizh.ch/rsl/fringe96/papers/hanssen/>. ESA
- Hanssen, R., I. Weinreich, S. Lehner, A. Stoffelen, [2000]. Tropospheric wind and humidity derived from spaceborne radar intensity and phase observation, Geophys. Res. Lett., 27, 1699-1702.
- Hein, Achim [2004]. Processing of SAR Data: Fundamentals, Signal Processing, Interferometry, Springer.
- Henderson, F. M. e Lewis, A. J. [1998]. Principles and applications of Imaging Radar, vol. 2 of Manual of Remote Sensing, John Wiley & Sons, Inc., New York, 3 rd edn.
- Herring, T. A. [2003]. GLOBK: Global Kalman Filter VLBI and GPS Analysis Program, Version 10.1., *Mass. Inst. Technology, Cambridge, 2003*.
- Hirn, A., H. Haessler, P. Hoang Tronc, G. Wittlinger, L. Mendes Victor [1980]. Aftershock sequence of the January 1, 1980, earthquake and present-day tectonics in the Azores, Geophys. Res. Lett., 7, 501–504.
- Hofmann-Wellenhof, B., H. Lichtenegger, J. Collins [1997]. GPS: Theory and Practice. 4^a Ed., SpringerWien NewYork, 389p.
- Hopfield, H.S. [1969]. Two-quartic tropospheric refractivity profile for correcting satellite data. Journal of Geophysical Research, 74(18), 4487-4499.
- Intergraph [1995]. MGE Terrain Model, User's Guide, Intergraph.
- Jacobs, A, Sandwell, D., Fialko, Y. Sichoix, L [2000]. The 1999 Hector Mine, California Earthquake: Near-Field Postseismic deformation from ERS Interferometry, Scripps Institution of Oceanography, Submitted to BSSA Special Issue on Hector Mine Earthquake, October 16, 2000.
- Janssen V., Ge e L, Rizos C [2004]. Tropospheric corrections to SAR interferometry from GPS observations. GPS Solutions 8(3): 140-151.
- Jiménez-Munt, I. e A.M. Negrodo [2003]. Neotectonic modelling of the western part of the Africa-Eurasia plate boundary: from the Mid-Atlantic ridge to Algeria. Earth and Planetary Science Letters 205, 257-271.

- Jimenez-Munt, I., M. Fernandez, M. Torneetal [2001]. The transition from linear to difuse plate boundary in the Azores-Gibraltar region; results from a thin-sheet model, *Earth-Planet. Sci. Lett.* 192,175-189.
- Jonsson, S., N. Adam, H. Bjornsson [1998]. Effects of subglacial geothermal activity observed by satellite radar interferometry, *Geophys. Res. Lett.*, 25, 1059–1062, 1998.
- Jónsson, S., M.M. Alves, F. Sigmundsson [1999]. Low rates of deformation of the Furnas and Fogo Volcanoes, São Miguel, Azores, observed with the Global Positioning System,1993-1997. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 92 (1-2); 83-94.
- Jónsson, S., R. Pedersen, P. Segall, G. Bjornsson [2002]. Postseismic poroelastic deformation in South Iceland observed with radar interferometry: Implications for aftershock decay (abstract), *Eos Trans American Geophysical Union*, 83(47), Fall Meet. Suppl., G62A-03.
- Jordan, R.L., B.L. Huneycutt, M. Werner, [1995]. The SIR-C/X-SAR synthetic aperture radar. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 33(4), 829-839.
- Just, D., R. Bamler, [1994]. Phase statistics of interferograms with applications to synthetic aperture radar, *Appl. Opt.*, 33(20), 4361–4368, 1994.
- Kimura, H. e M. Todo [1997]. Baseline estimation using ground control points for interferometric SAR, *IEEE*
- King, R.W. e Y. Bock [2002]. Documentation for the GAMIT analysis software, release 10.1, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, MA.
- King, M., R. Colemar, L.N. Nguyen [2003]. Spurious periodic horizontal signals in sub-daily GPS position estimates. *Journal of Geodesy* (2003) 77:15-21
- Kohlhase, A., K. L. Feigl, and D. Massonnet [2003]. Applying differential InSAR to orbital dynamics: A new approach for estimating ERS trajectories,” *Journal of Geodesy*, 77: 493–502
- Krause, D.C. e N.D. Watkins [1970]. North Atlantic crustal generation in the vicinity the Azores, *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 19 (1970) 161-283.
- Kwoh, L., E. Chang, W. Heng, and K. Lim [1994]. DTM generation from 35-day repeat pass ERS-1 interferometry, in *International Geoscience and Remote Sensing Symposium 94: Surface and Atmospheric Remote Sensing: Technologies, Data Analysis, and Interpretation*, pp. 2288–2290, IEEE Press, Piscataway, N. J..
- Langley, R. B. [1996]. *GPS Receivers and the Observables*. Lecture Notes in Earth Sciences (60): GPS for Geodesy, A. Kleusberg, P. J. G. Teunissen (Eds.), Springer-Verlag, 141-173.
- Larson, KM., D. Agnew [1991]. Application of the Global Positioning System to crustal deformation measurement: 1. Precision and accuracy, *Jatrn. Geophys. Res.*, Vol. 96 No. B10, pp. 16, 547-16.565.
- Laughton, A. S. e Whitmarsh, R. B. [1974]. The Azores-Gibraltar plate boundary. In Kristjansson, L., ed., *Geodynamics of Iceland and the North Atlantic Area*. Dordrecht, Reidel Publishing Co.: 63-81.
- Leberl, F.W. [1972]. On Model Formation with Remote Sensing Imagery, *Österreichisches Zeitschrift für Vermessungswesen*, 2, 43-61.
- Leberl, F. [1990]. *Radargrammetric Image Processing*, Norwood, USA: Artech House Inc.
- Leick, A. [1989]. *GPS Satellite Survey*. Editado por Jonh Willey & Sons, USA.
- Leick, A. [1995]. *Satellite GPS Surveying*. 2nd ed., Wiley-InterScience, 560p.
- Li, F. K. ,R. M. Goldstein [1990]. Studies of MultibaselineSpaceborne Interferometric Synthetic Aperture Radars,” *IEEE Trans.on Geosci. and Remote Sens.*, 28(1), 88-97, 1990.
- Lyons, S, e D. Sandwell [2003]. Fault creep along the southern San Andreas from InSAR, permanent scatterers and stacking. *J. Geophys. Res.*, 108 (B1), 2047.
- Lin, Q., J. Vesecky, H. Zebker [1992]. New approaches in interferometric SAR data processing, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 30, 560–567, 1992.
- Lourenco, N., J.M. Miranda, J.F. Luis, A. Ribeiro, L.A. Mendes Victor, J. Madeira, H.D. Needham [1998]. Morpho-tectonic analysis of the Azores Volcanic Plateau from new bathymetric compilation of the area, *Mar. Geophys. Res.* 20 (1998) 141-156.
- Luis, J.F., J.M. Miranda, A. Galdeano, P. Patriat, J.C. Rossignol, L.A. Mendes Victor [1994]. The Azores Triple Junction evolution since 10 Ma from aeromagnetic survey of the Mid-Atlantic Ridge, *Earth Planet. Sci. Lett.* 125, 439-459.
- Luis, J.F., J.M. Miranda, A. Galdeano, P. Patriat [1998]. Constraints on the structure of the Azores spreading center from gravity data, *Mar. Geophys. Res.* 20, 157-170.
- Macedo, R., E.A. Lima e J.C. Nunes [2004]. New volcanic islands at Azores archipelago in historic times. Poster – “3as Jornadas Internacionais de vulcanologia da Ilha do Pico”. Outubro, S. Roque do Pico. Açores.
- Machado, F. [1954]. Earthquake intensity anomalies and magma chambers of Azorean volcanoes. *Trans. Of the American Geophysical Union* 35, 833-837.
- Machado, F. [1959]. A erupção do Faial em 1672. *In Le volcanisme de l'île de Faial et l'éruption du vulcan de Capelinhos*. Lisboa, Serviços Geológicos de Portugal, (nova série), memória 4: 89-99.
- Machado , F., J. M. Nascimento e A. F. Denis [1959]. Evolução topográfica do cone vulcânico dos Capelinhos. *In Le volcanisme de l'île de Faial et l'éruption du vulcan de Capelinhos*. Lisboa, Serviços Geológicos de Portugal, (nova série), memória 4: 65-70.
-

- Machado, F. [1956]. O vulcão da ilha do Pico, Boletim do núcleo cultural da Horta, Vol. 1, Nº 1.
- Machado, F. [1958 e 1959]. Actividade vulcânica da ilha do Faial, 1957-58 (Noticias Preliminares), Atlântida, vol. II, nº 4 e nº 5, 1958 a vol. III, nº 1 a nº 3, 1959.
- Machado, F. e V.H. Forjaz [1964]. Seismic swarn in the Azores, Feb. 1964 (preliminary report). Bol. Soc. Geol. Portug. Vol. 15. pp. 201-207.
- Machado, F.; Parsons, Willard H.; Richards, Adrian F.; Mulford, John W. [1962]. Capelinhos Eruption of Fayal Volcano, Azores, 1957-1958, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 67, p.3519.
- Machado, F., J. Quintino, J.H. Monteiro [1972]. Geology of Azores and the Mid-Atlantic Rift. Proc. Of the 24th International Geological Congress, Seccion 3; 134-142.
- Madeira, J., A. Ribeiro [1990]. Geodynamic models for the Azores triple junction: a contribution from tectonics, *Tectonophysics* 184, 405-415.
- Madeira, J. [1998]. Estudos de neotectónica nas ilhas do Faial, Pico e S. Jorge: uma contribuição para o conhecimento geodinâmico da junção tripla dos Açores. Tese de doutoramento, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, 481p.
- Madeira, J., A. Silveira [2003]. Active Tectonics and first paleoseismological results in Faial, Pico and S. Jorge Islands (Azores, Portugal), *Annals of Geophysics*, vol. 46, N. 5, October 2003.
- Madeira, J., Brum da Silveira, A., Serralheiro, A. [1998]. A tectónica do Faial e o sismo de 9 de Julho de 1998. Actas do 1º Simpósio de Meteorologia e Geofísica e 2º Encontro Luso-Espanhol de Meteorologia, edição da Associação Portuguesa de Meteorologia e Geofísica; Lagos 1998: 81-88.
- Madsen, S. N. [1989]. Estimating the Doppler centroid of SAR data. *IEEE Trans. Aerosp. Electron. Syst.*, vol. 25, pp. 134-140, Mar. 1989.
- Madsen, S. N., Zebker, H. A., Martin, J. [1993]. Topographic Mapping Using Radar Interferometry: Processing Techniques. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 31(1), pp. 246-256.
- Malheiro, A. [2006]. Geological Hazards in the Azores archipelago :vulcanic terrain instability and human vulnerability. *Journal of volcanology and Geothermal Research*, 156; 158-171.
- Massonnet, D., M. Rossi, C. Carmona, F. Adragna, G. Peltzer, K. Feigl, T.Rabaute, [1993]. The displacement field of the Landers earthquake mapped by radar interferometry, *Nature*, 364, 138-142.
- Massonnet, D., Rabaute, T. [1993]. Radar interferometry: Limits and potential, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. 31, No. 2, March 1993, pp 455-464.
- Massonnet D, Feigl M, Rossi M., Adragna F., [1994b]. Radar interferometric mapping of deformation in the year after the Landers earthquake. *Nature*, 1994, 369:227-230.
- Massonnet, D. [1994]. Giving an operational status to SAR interferometry, paper presented at ERS-1 Pilot Project Workshop, Eur. Space Agency, Toledo, Spain, June 1994.
- Massonnet, D., F. Adragna, M. Rossi [1994a]. CNES General-Purpose SAR Correlator, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 32(3):636-643.
- Massonnet, D., K.L. Feigl, [1995a]. Satellite radar interferometric map of the coseismic deformation field of the M = 6.1 Eureka Valley, California earthquake of May 17, 1993, *Geophys. Res. Lett.*, 22 (12), 1541-1544, 1995.
- Massonnet, D., Feigl, K.L. [1995b]. Discrimination of geophysical phenomena in satellite radar interferograms, *Geophys. Res. Lett.*, 22, 1537-1540.
- Massonnet, D., H. Vadon, C. Carmona, [1995c]. ERS-1 internal clock drift measured by interferometry, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 33, 401-408, 1995b.
- Massonnet, D., W. Thatcher, H. Vadon [1996]. Detection of postseismic fault zone collapse following the Landers earthquake, *Nature*, 382, 612-616.
- Massonnet, D. e Feigl, K.L. [1998]. Radar interferometry and its applications to changes in the Earth's surface, *Reviews of Geophysics*, 36-4, 441-500.
- Massonnet, D. e F. Sigmundsson [2000]. Remote sensing of volcano deformation by radar interferometry from various volcanoes. In: *Remote Sensing of Active Volcanism*, Geophysical Monograph Vol. 116, 207-221, American Geophysical Union.
- Matias, L., N.A. Dias, I. Morais, D. Vales, F. Carrilho, J. Madeira, J.L. Gaspar, L. Senos, e A.B. Silveira [2007]. The 9th of July 1998 Faial Island (Azores, North Atlantic) seismic sequence. *Journal of Seismology*, Vol. 11, 2007, pp. 275-298.
- Maxwell, J. C. A. [1991]. *Treatise on Electricity and Magnetism*, Vol. 1 and 2, 3rd ed. New York: Dover.
- McClusky S, Balassanian S, Barka A, Demir C, Ergintav S, Georgiev I, Gurkan O, Hamburger M, Hurst K, Kahle H, Kastens K, Kekelidze G, King R, Kotzev V, Lenk O, Mahmoud S, Mishin A, Nadariya M, Ouzounis A, Paradissis D, Peter Y, Prilepin M, Reilinger R, Sanli I, Seeger H, Tealeb A, Toksoz M, Veis G [2000]. Global positioning system constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. *J Geophys Res* 105:5695-5719.
- Mckenzie, D. [1972]. Active tectonics of the Mediterranean region, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 30, 109-185.
- Melvin, W. L. [2004]. A STAP Overview. *IEEE A&E Systems Magazine* 19 (1) January 2004: 19-35.
-

- Mendes, V.B. [1998] Modeling the Neutral-atmosphere Propagation Delay in Radiometric Space Techniques. Ph.D. dissertation, Department of Geodesy and Geomatics Engineering Technical Report N° 199, University of New Brunswick, Fredericton, New Brunswick, Canada.
- Mendes, V.B. e R.B. Langley [2000]. An analysis of high-accuracy tropospheric delay mapping functions. *Physics and Chemistry of the Earth, Part A*, 25, pp. 809–812.
- Mendes, V., J. Madeira, J. Pagarete, G. Prates, A. Trota, P. Elósegui [2004]. Estabelecimento de uma rede GPS de controlo de deformações no Faial, Pico e S. Jorge, em *Actas da III Conferência Nacional de Cartografia e Geodesia*, 127-131.
- Mikhail, E., J. Bethel, J. McGlone [2001]. *Introduction to Modern Photogrammetry*. John Wiley & Sons, Inc.
- Miranda, J.M., J.F. Luis, I. Abreu, L.A. Mendes Victor, Q. Galdeano, J.C. Rossignol [1991]. Tectonic framework of the Azores triple junction, *Geophys. Res. Lett.* 18, 1421-1424.
- Miranda, J.M., L.A. Mendes Victor, J.Z. Simões, J.F. Luís, L. Matias, H. Shimamura, H. Shiobara, H. Nemoto, H. Mochizuki, A. Hirn, J.C. Lépine [1998]: Tectonic setting of the Azores Plateau deduced from a OBS survey, *Mar. Geophys. Res.*, 20 (3), 171-182.
- Moiseev, D. e R. Hanssen [2003]. Influence of hydrometeors on InSAR observations. In *International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, Toulouse, France, 21-25 July 2003, pages cdrom, 4 pages, 2003.
- Morais, I., D. Vales, L. Matias, N. Dias [2004]. Revisão da sequência sísmica do Faial de 9-7-1998. *Sísmica 2004 – 6º congresso Nacional de Sismologia e Engenharia Sísmica*, pp. 339-348.
- Navarro, A., J. Catalão, M. Miranda, R.M. Fernandes [2003]. Estimation of the Terceira Island (Azores) main strain rates from GPS data, *Earth, Planets and Space, Vol. 55 (10)*, pp. 637-642.
- Navarro A., J. Catalão, M. Miranda [2007]. Estimates of Terceira Island (Azores) crustal deformation rates with GPS observations from 1999 to 2006. Poster apresentado na *European Geosciences Union General Assembly 2007* Vienna, Austria, 15 – 20 April 2007.
- NEIC [1998]. Earthquake Data Base. National Earthquake Information Center of the United States Geological Survey (<http://wwwneic.cr.usgs.gov>).
- Nunes, J. [1986]. Sismicidade Histórica e instrumental do arquipélago dos Açores. Catálogo preliminar: 14441980, Relatório INMG/LNEC, Lisboa, 149p.
- Nunes, J.C. [1991]. Microssismos e neotectónica: contribuição para o seu estudo nos Açores, *M.Sc. Thesis*, Azores University, pp. 245.
- Nunes, J.C. [1998]. Sismicidade histórica dos Açores. *Actas do 1º Simpósio de Meteorologia e Geofísica*. Lagos, Portugal. pp:115-122.
- Nunes, J.C. (1999). Volcanic activity on the island of Pico in upper Pleistocene to Holocene times: eruption mechanism and volcanic hazard, *PhD Thesis, University of Azores, Ponta Delgada, S. Miguel, Azores*.
- Nunes, J.C. [1999]. A actividade vulcânica da ilha do Pico do Plistocénico Superior ao Holocénico: mecanismo eruptivo e hazard vulcânico: Dissertação de doutoramento, Universidade dos Açores, Ponta Delgada.
- Nunes, J.C., Z. França, J.V. Cruz, M.R. Carvalho, A. Serralheiro [1999]. Carta Vulcanológica da ilha do Pico (Açores). Escala 1:30 000, folhas 1,2 e 3. Univer. Dos Açores (Ed.), Ponta Delgada.
- Nunes, J.C., Forjaz, V.H., Oliveira, C.S. [2000]. Catálogo sísmico da região dos Açores, VERSÃO 1.0 (1850-1998).” *Sísmica 2004, Proc. 5th Congresso sobre Sismologia e Engenharia Sísmica*, Universidade do Minho, Guimarães, Portugal.
- Nunes, J.C., E. Ribeiro [2001]. Caracterização da sismicidade instrumental dos Açores no período 1950-1980. In: M.R.Fragoso (Ed.), 5º Encontro Nacional de Sismologia e Engenharia Sísmica –SÍSMICA 2001, Ponta Delgada (Açores). Laboratório Regional de Engenharia Civil; 17-28
- Okada, Y. [1985]. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half space, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 75, 1135– 1154.
- Pagarete, J. J.T. Pinto, C. Antunes [1990]. Um contributo geodésico para a geodinâmica dos Açores, *Revista do Instituto Geográfico e Cadastral* p185 - p189.
- Pagarete, J., J. Teixeira Pinto, V. B. Mendes, C. Antunes, H. Ribeiro [1998]. The importance of classical geodetic observations for analyzing the geodynamic behaviour of the Açores Archipelago, *Tectonophysics*, 294(3-4), 281–290.
- Pedersen, R., F. Sigmundsson, K. Feigl, T. Arnadóttir [2001]. Coseismic interferograms of two $M_s = 6.6$ earthquakes in the South Iceland Seismic Zone, June 2000, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 3341– 3344, 2001.
- Peltzer, G., F. Crampé, P. Rosen [2001]. The Mw 7.1, Hector Mine, California earthquake: surface rupture, surface displacement field, and fault slip solution from ERS SAR data, *Earth and Planetary Sciences* 333 (2001) 545–555.
- Peltzer, G. e P. Rosen [1995]. Surface displacement of the 17 May 1993 Eureka Valley, California, earthquake observed by SAR interferometry, *Science*, 268, 1333–1336.
- Peltzer, G., P. Rosen, F. Rogez, K. Hudnut [1996]. Postseismic rebound in fault step-overs caused by pore fluid flow, *Science*, 273, 1202–1204.
-

- Pounder, E. [1980]. Seasat Final Report, Volume I: Program Summary," JPL Publication 80-38, Volume I, Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, CA, 15 September 1980.
- Prati, C. e Rocca, F. [1990]. Limits to the resolution of elevation maps from stereo SAR images, *International Journal of Remote Sensing*, Vol.11 No.12, pp. 2215-2235.
- Prati, C., F. Rocca, A. Guarnieri, E. Damonti [1990]. Seismic migration for SAR focusing: Interferometric applications, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 28, 627–640.
- Price E. J. e D. T. Sandwell [1998]. Small-scale deformations associated with the 1992, Landers, California, earthquake mapped by synthetic aperture radar interferometry phase gradients. *J. Geophys. Res.*, vol. 103, pp. 27001–27016, 1998.
- Price, E. [1999]. Coseismic and Postseismic Deformations Associated With the 1992 Landers, California, Earthquake Measured by Synthetic Aperture Radar Interferometry. PhD Thesis, University of California, San Diego.
- Pritchard, M. E., M. Simons, P. A. Rosen, S. Hensley, F. H. Webb [2002]. Coseismic slip from the July 30, 1995, Mw = 8.1 Antofagasta, Chile, earthquake as constrained by InSAR and GPS observations. *Geophysical Journal International* 150, 362-376.
- Rayleigh, Lord [1879]. On the instability of jets. *Proc. Lond. Math. Soc.* 10, 4{13.
- Reigber, A. [2001]. Correction of Residual Motion Errors in Airborne SAR Interferometry, *IEE Electronic Letters*, Vol. 37, No. 17, pp. 1083-1084.
- Reilinger, R.E., S. Ergintav, R. Bürgmann, S. McClusky, O. Lenk, A. Barka, O. Gurkan, L. Hearn, K.L. Feigl, R. Cakmak, B. Aktug, H. Ozener, M.N. Toksoz [2000]. Coseismic and postseismic fault slip for the 17 August 1999, M=7.4, Izmit, Turkey earthquake, *Science*, 289, 1519-1524.
- Ren, K., V. Prinnet, X. Shi, F. Wang [2003]. Comparasion of satellite baseline estimation methods for interferometry applications. *IEEE*, O-7803-7929-2, pp. 3821-3823.
- Richards, J. e X. Jia [1999]. *Remote Sensing Digital Image Analysis, An Introduction*. 3rd version. Springer.
- Rignot, E. J. [1998]. Fast recession of a West Antarctic glacier, *Science*, 281, 549–551.
- Rosen, P. A., S. Hensley, H. A. Zebker, F. H. Webb, e E. J. Fielding [1996]. Surface deformation and coherence measurements of Kilauea volcano, Hawaii, from SIR-C radar interferometry, *J. Geophys. Res.*, 101, 23,109 –23,125.
- Rosen, P., Werner, C., Fielding, E., Hensley, S., Buckley, S., Vincent, P. [1998]. A seismic creep along the San Andreas Fault northwest of Parkfield, CA, measured by radar interferometry. *J. Geophys. Res.* 25, 825-828.
- Rosen, P. A., S. Hensley, I. R. Joughin, F. K. Li, S. N. Madsen, E. Rodriguez, and R. M. Goldstein, [2000], *Synthetic Aperture Radar Interferometry*, *Proc. IEEE*, 333-382.
- Runge, H.; Bamler, R. [1992]. A novel high precision SAR focusing algorithm based on chirp scaling. In: *International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS)*. Houston, 1992. *Proceeding*. New York: Institute of Electrical and Electronics Engineers. p. 372-375.
- Saastamoinen, J. [1972]. Atmospheric correction for troposphere and stratosphere in radio ranging of satellites, in "The use of artificial satellites for geodesy," S.W. Henrikson, A. Mancini, and B. Chovitz, Eds., *Geophysical Monograph* 15, American Geophysical Union, p. 247-252.
- Sandwell, D. e E. Price [1998]. Phase gradient approach to stacking interferograms. *JGR*, 103(B12):30,183–30,204.
- Sandwell, D., L. Sichoix [2000]. Topographic recovery from stacked ERS interferometry and a low resolution digital elevation model, *J. Geophys. Res.*, 105, 28,211-28,222.
- Schaffrin, B., e Y. Bock [1988]. A unified scheme for processing GPS phase observations, *Bulletin Geodesique*, 62, 142–160.
- Scharroo R, Visser P [1998] Precise orbit determination and gravity field improvement for the ERS satellites. *Geophys Res Lett* 103:8113–8127.
- Schreier, G. [1993]. *SAR Geocoding: Data and Systems*. Ed.; Wichmann, 1993.
- Searle, R.C. [1980]. Tectonic pattern of the Azores spreading centre and triple junction, *Earth and Planetary Science Letters*, 51, 415-434.
- Segall, P. e J. Davis [1997]. GPS Applications for geodynamics and earthquake studies. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 1997. 25:301–36.
- Sella, G. F., T. H. Dixon, A. Mao [2001]. REVEL: a model for recent plate velocities from space geodesy, *J. Geophys. Res.*
- Senos, M. L., J. L. Gaspar, J. Cruz, T. Ferreira, J. C. Nunes, J. J. Pacheco, P. Alves, G. Queiroz, P. Dessai, R. Coutinho, D. Vales, e F. Carrilho [1998]. O terramoto do Faial de 9 de Julho de 1998, 1^o Simpósio de Meteorologia e Geofísica da APMG.
- Shen, Z., D. Jackson, Y. Feng, M. Kim, M. Cline [1994]. Postseismic deformation following the 1992 Landers earthquake, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 84, 780–791.
- Shimada, M. [1999]. Correction of the satellite's state vector and atmospheric excess path delay in sar interferometry – application to surface deformation detection. *J. Geodetic society of Japan*, Vol. 45, no.4.
- Showstack, R. [1997]. Radarsat survey provides accurate map of Antarctica, *EOS Trans. AGU*, 78, 461.

- Singh, K., N. Stussi, K. Keong, L. Hock [1997]. Baseline estimation in interferometric SAR. Earthnet online, ESA.
- SIVISA [1998]. Carta de epicentros de 09/Jul/1998 – 11/set/1998. Instituto de meteorologia/Universidade dos Açores.
- Small, D., C. Werner, D. Nuesch [1993]. Baseline Modelling for ERS-1 SAR Interferometry. In: International Geoscience and Remote Sensing Symposium 93, Tokyo, IEEE, pp. 1204–1206.
- Small, D., C. Werner, D. Nuesch [1995]. Geocoding and Validation of ERS-1 InSAR-Derived Digital Elevation Models. EARSeL Advances in Remote Sensing 4(2-X), pp. 26–39, I, II.
- Spagnolini, U. [1991]. 2-D Phase Unwrapping. Proc. of SEG, Huston, Vol. 2, pp. 1350-1353.
- SOPAC [2007]. <http://sopac.ucsd.edu/cgi-bin/refinedModelVelocities.cgi>. Acedido em 25 de Setembro de 2007.
- Swart, L.M.T. [2000]. Spectral filtering and oversampling for radar interferometry. Master thesis, Faculty of geodetic engineering, Delft University of Technology.
- Strozzi, T., U. Wegmüller, G. Bitelli [2000]. Differential SAR interferometry for land subsidence mapping in Bologna. Land Subsidence, Vol. II, Proc. 6th Int. Symp. Land Subsidence, Ravenna, Italy, Sept. 24–29, 2000, pp. 187–192.
- Tarayre, H. [1996]. Extraction de modèles numériques de terrain par interférométrie radar satellitaire: Algorithmie et artefacts atmosphériques, Ph.D. thesis, 230 pp., Inst. Natl. Polytec. de Toulouse, Toulouse, France, 1994.
- Tarayre, H. e D. Massonnet [1996]. Atmospheric propagation heterogeneities revealed by ERS-1 interferometry, Geophys. Res. Lett., 23, 989-992.
- Tazieff, H. [1958]. L'éruption de 1957-1958 et la tectonique de Faial, Açores, *Ann. Soc. Belge de Géologie. t. LXVII, pp. 14-49. Bruxelles.*
- Treuhaf R N, Madsen S N, Moghaddam M and van Zyl J J 1996 Vegetation characteristics and surface topography. from interferometric radar, Radio Science. 31:1449–1485.
- Treuhaf, R.N. e P.R.Siqueira [2000]. Vertical Structure of Vegetate Land Surfaces from Interferometric and Polarimetric Radar. Radio Science, vol.35, N1, pp.141–177, January–February 2000.
- Trinder e Cheng [2002]
- Udías, A., Espinosa, A.F., Mezcuca, J., Buforn, E., Vegas, R., Nishenko, S.P., Martinez-Solares, J.M., Lópezarroyo, A. [1986]. Seismicity and tectonics of the North-African-Eurasian plate boundary (Azores-Ibéria-Tunisia). U.S. Geological Survey Open-file report 86/626; 9 p.
- Vales D., L. Matias, F. Carrilho, J. Madeira, I. Morais, & M.L. Senos [2001]. Relocalização hipocentral e mecanismos focais da sequência sísmica que se seguiu ao sismo do Faial de 1998. In 2º Simpósio de Meteorologia e Geofísica da APMG, Évora 2001, pp. 59-63.
- Vales, D., L. Matias, F. Carrilho, J. Madeira, I. Morais, L. Senos [2000]. Focal mechanisms and source parameters of earthquake sequence following the 9th July 1998 Faial (Azores) event, in Book of Abstracts and Papers of the XXVII General Assembly of the European Seismological Commission, Lisbon, September 2000, pp. 53.
- Victor, L.A.M. e Nunes, J. [1986]. Volcanic and seismic activity in the Azores. Proceedings of the 8th European Conference on Earthquake Engineering. L.N.E.C. Lisboa; 31-38.
- Vogt, P.R., W. Y. Jung [2004]. The Terceira Rift as hyper-slow, hotspot-dominated oblique spreading axis: A comparison with other slow-spreading plate boundaries. Earth and Planetary Science Letters 218, 77-90.
- Wegmueller U., Werner C. L., [1995], Farmland monitoring with SAR interferometry, Proc. IGARSS 1995, Florence, Italy. pp. 544 - 546, 1995.
- Wells, D. E., N. Beck, D. Delikaraoglu, A. Kleusberg, E. Krakiwsky, G. Lachapelle, R. Langley, M. Nakiboglu, K. Schwarz, H. Tranquilla, P. Vanicek [1987]. Guide to GPS Positioning, Canadian GPS Associates, Fredericton, N.B., Canada.
- Werner, M., [2001]. Shuttle Radar Topography Mission (SRTM), Mission overview, J. Telecom. (Frequenz), v. 55, p. 75-79.
- Weston, F.S. [1963/1964]. List of recorded volcanic eruptions in the azores with brief reports. Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciên. Lisboa, 10 (1):3-18.
- White, W.M., J.C. Schilling, S.R. Hart [1976]. Evidence for the Azores mantle plume from strontium isotope geochemistry of the Central North Atlantic. Nature 263 (5579); 659-663. Searle, R. [1980]. Tectonic pattern of the Azores spreading centre and triple junction, Earth Planet. Sci. Lett. 51, 415-434.
- Wiley, C.A. [1954]. Pulsed Doppler radar methods and apparatus, United States Patent, No.3196436, Filed August.
- Woodhall, D. [1974]. Geology and volcanic history of Pico Island volcano, Azores. Nature, vol. 248, p. 663-5.
- Wright T., B. Parsons, Z. Lu, [2004]. Toward mapping surface deformations in three dimensions using InSAR. Geophys. Res. Lett., vol. 31 (1), Janeiro, 2004.
- Wright, T. J., Parsons, B., Jackson, J., Haynes, M., Fielding, E., England, P., Clarke, P. [1999]. Source parameters of the 1 October 1995 Dinar (Turkey) earthquake from SAR interferometry and seismic bodywave modelling. Earth Planet. Sci. Lett. 172, 23-37.
-

- Wright, T. J., B. Parsons, E. J. Fielding [2001]. Measurement of interseismic strain accumulation across the North Anatolian Fault by satellite radar interferometry, *Geophysical Research Letters* 28, 2117-2120.
- Wright, T. J. [2002]. Remote monitoring of the earthquake cycle using satellite radar interferometry, *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*, 360, 2873-2888.
- Zbyszewski, G. [1963]. Les phénomènes volcaniques modernes dans l'archipel des Açores. *Comun. Serv. Geol. Port.*, 47: 230 pp.
- Zbyszewski, G., C. Ribeiro Ferreira, O. Ferreira [1962]. Étude géologique de L'île de Pico (Açores). *Comun. Serv. Geol. Port.*, 46.
- Zbyszewski, G. [1976]. Primeira tentativa de correlação entre os fenómenos vulcânicos ocorridos no arquipélago dos Açores. *Mem. Acad. Ciên. Lisboa (C1. Ciênc.)*, 19: 129-158.
- Zebker, H.A., Goldstein, R.M. [1986]. Topographic mapping from interferometric SAR observations, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 91.
- Zebker, H.A. e Villasenor, J. [1992]. Decorrelation in interferometric radar echoes, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 30, 950-959.
- Zebker, H. A., P. A. Rosen, R. M. Goldstein, A. Gabriel, C. L. Werner [1994a]. On the derivation of coseismic displacement fields using differential radar interferometry: The Landers earthquake, *J. Geophys. Res.*, vol. 99, pp. 19617–19634.
- Zebker, H., C. Werner, P. Rosen, S. Hensley [1994b]. Accuracy of topographic maps derived from ERS-1 interferometric radar, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 32(4):823–836, July 1994.
- Zebker, H., P. Rosen, S. Hensley [1997]. Atmospheric effects in Interferometric Synthetic Aperture Radar Surface Deformation and Topographic Maps, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 102, No. B4, pp.7547-7563.