



UNIVERSIDADE DE ÉVORA
Departamento de Física

Caracterização espaço-temporal da fonte sísmica processos de ruptura e directividade

Bento António Fialho Caeiro Caldeira

Dissertação apresentada à Universidade de Évora para a obtenção do grau de
Doutor em Física

Orientador:
Professor Doutor Mourad Bezzeghoud

Évora - 2004



UNIVERSIDADE DE ÉVORA
Departamento de Física

Caracterização espaço-temporal da fonte sísmica processos de ruptura e directividade

Bento António Fialho Caeiro Caldeira



149359

Dissertação apresentada à Universidade de Évora para a obtenção do grau de
Doutor em Física

Orientador:
Professor Doutor Mourad Bezzeghoud

Évora - 2004

Esta tese foi co-financiada por:



À Nazaré,
Teresa, Alda e Madalena

Conteúdo

Agradecimentos	ix
Lista de Símbolos	xi
1 Introdução	1
2 Fonte Sísmica: modelos	7
2.1 Modelação do deslocamento	8
2.1.1 Modelo de forças equivalentes	11
2.1.2 Tensor momento sísmico	11
2.1.3 Deslocamento produzido por impulso unitário - Funções de Green	13
2.1.4 Parâmetros da fonte num sistema de coordenadas normalizado	14
2.2 Modelos de Fonte pontual	17
2.2.1 Modelo do centróide	21
2.2.2 Modelo dos momentos de 2 ^a ordem da função espaço-temporal	22
2.2.3 Modelo de subeventos	23
2.3 Modelos de Fonte extensa	24
2.3.1 Modelos dinâmicos	25
2.3.2 Modelos cinemáticos	28
2.4 Discussão	33
3 Fonte sísmica: dados e métodos	35
3.1 Os dados	36
3.1.1 Ondas de volume	36
3.1.2 Registos geodésicos	38

3.2	Os métodos	40
3.2.1	Mecanismos focal pela Polaridade da primeira chegada	40
3.2.2	Análise espectral da forma de onda	44
3.2.3	Directividade	47
3.2.4	Funções empíricas de Green	48
3.2.5	Inversão da forma de onda	50
3.2.6	Método de sub-eventos de Kikuchi e Kanamori	58
3.2.7	Método de inversão para distribuição do deslizamentos	62
3.2.8	Deformação co-sísmica	71
3.3	Discussão	72
4	Directividade	77
4.1	Directividade por Efeito Doppler	84
4.2	Algoritmo DIRDOP	91
4.2.1	Pré-processamento de dados	91
4.2.2	Cálculos preliminares	91
4.2.3	Processo iterativo	92
4.3	Critérios para identificação de marcas comuns nos registos sísmicos	94
4.4	APLICAÇÕES de DIRDOP	99
4.4.1	Eventos sintéticos	99
4.4.2	Turquia 1999	116
4.4.3	Alaska 2002	122
4.5	Discussão	124
5	O sismo de Arequipa (Peru) de 23 de Junho de 2001	133
5.1	Sismicidade e mecanismos da região	135
5.2	Dados	140
5.3	Esboço preliminar da fonte	143
5.3.1	Mecanismo focal	143
5.3.2	Análise espectral	146
5.3.3	Directividade	148
5.4	Estudo detalhado da fonte por Inversão da forma de onda	152
5.4.1	Modelo de sub-eventos	152
5.4.2	Distribuição de deslizamentos	157

5.5	Deformação co-sísmica	159
5.6	Discussão e Conclusões	163
6	O sismo de Zemmouri-Boumerdes (Argélia) de 21 de Maio de 2003	171
6.1	Sismicidade e tectónica da região	174
6.2	Dados	178
6.3	Estudos preliminares da fonte	182
6.3.1	Mecanismos focais	183
6.3.2	Análise espectral	183
6.3.3	Funções temporais da fonte	186
6.3.4	Directividade	187
6.4	Pormenores da ruptura por Inversão da forma de onda	196
6.4.1	Modelo de sub-eventos	196
6.4.2	Distribuição de deslizamentos	200
6.5	Deformação co-sísmica	205
6.6	Discussão e Conclusões	209
7	Conclusões	217
	BIBLIOGRAFIA	225
	APÊNDICES	242
A	Notas	243
	Nota 1 - Representação explícita do modelo de inversão de deslizamentos com amortecimentos entre sub-falhas	243
	Nota 2 - Frequências que anulam a função directividade de Ben-Menahem (1961)	244
	Nota 3 - Cálculo de erros do algoritmo DIRDOP	245
	Nota 4 - Erros associados à estimativa da velocidade de ruptura e ângulo de mergulho	246
	Nota 5 - Relação da queda de tensão com momento sísmico escalar e su- perfície de ruptura	247
B	Programa DIRDOP	249

C	Dados usados nos testes a DIRDOP procedentes de sismogramas sintéticos	261
D	Espectros do sismo de Arequipa de 23 de Junho de 1999	263
E	Espectros do sismo de Zemmouri-Boumerdes (Argélia) de 21 de Maio de 2003	275
F	Programa Fotogramas	279

Agradecimentos

Esta tese, que agora chega ao fim, é produto de várias contribuições e apoios. A todos eles expresso o meu profundo agradecimento.

Ao meu orientador, Professor Mourad Bezzeghoud, que me acompanhou desde a primeira hora, transmitindo-me sempre um grande entusiasmo pela sismologia e disponibilizando, sem restrições, todo o seu vasto saber e experiência nessa área, dirijo um especial agradecimento. Das numerosas discussões que tivemos e dos seus preciosos conselhos saíram grande parte dos ensinamentos que utilizei para estruturar este trabalho. Também a ele devo a revisão geral da tese, cujas sugestões contribuíram para o seu enriquecimento. Por tudo isto e pela nossa amizade o meu muito obrigado.

Agradeço ao Professor José Fernando Borges, pela ajuda fundamental em todas as fases deste percurso, muitas vezes em prejuízo do seu próprio trabalho. Foi ele, com toda a sua experiência, que me introduziu alguns conceitos de sismologia e me ambientou nalgumas das técnicas de análise da fonte sísmica usadas no trabalho, nomeadamente as de inversão. Das muitas conversas que tivemos saíram ideias para novas experiências, umas aqui ensaiadas, outras em fase de projecto.

Quero expressar a minha gratidão ao Professor Augusto Fitas, primeiro por todo o apoio que nunca se furtou dispensar e pelos conselhos que generosa e oportunamente sempre me soube dar. Depois, por me ter encaminhado para este sensacional grupo de trabalho.

Ao Professor Raul Madariaga agradeço pelo plano de trabalhos que estabeleceu durante o estágio na "École Normal Supérieur de Paris", pelo sábio e assíduo acompanhamento que dele fez e pelas sugestões e conselhos me proporcionou. Também lhe agradeço a extrema hospitalidade com que me recebeu e as condições de trabalho que disponibilizou.

O meu reconhecimento vai também para o Centro de Geofísica de Évora, que pela cedência dos seus recursos, nomeadamente os de cálculo e bibliográficos, tornaram este trabalho possível. Agradeço a esta instituição na pessoa do seu Director, Prof. Rui Namorado Rosa.

Ao Prof. João Corte-Real, na qualidade de Presidente do Departamento de Física da Universidade de Évora, dirijo os meus agradecimentos por todos os meios que me foram disponibilizados para a realização deste trabalho.

Agradeço também a todos os colegas do Departamento de Física e do Centro de Geofísica de Évora, especialmente àqueles que mais de perto me acompanharam.

Um reconhecimento muito especial às principais sofredoras: a Nazaré, a grande cúmplice nesta aventura e às nossas filhas, Teresa, Alda e Madalena pela generosidade com que suportaram as privações a que foram submetidas nos últimos três anos.

Esta tese foi co-financiada pelo FSE / PRODEP III

Lista de Símbolos

Nota: O número à direita entre parênteses [0.0] indica uma das equações ou figuras onde o símbolo existe.

A	Matriz dos sintéticos [3.12]
C	Matriz das relações de amortecimento [3.23]
c	velocidade das ondas P($c=\alpha$) ou S ($c=\beta$) [2.8]
C_{ijkl}	Tensor dos coeficientes de elasticidade [2.1]
C^{SL}	Factor de correcção da superfície livre [3.5]
$\dot{D}(t)$	Função velocidade de deslizamento ou Função temporal da fonte (FTF) [Fig. 2.4]
\bar{D}	Deslizamento médio [2.4]
D_0	Amplitude do deslizamento sísmico [2.10]
D_i	Deslizamento entre duas faces da falha no ponto i [2.1]
$D_\theta^C(\omega)$	Função directividade [4.4]
$f(t)$	Evolução tempoaral do deslizamento sísmico [2.10]
$\dot{f}(\xi, \tau)$	Função espaço-temporal da fonte [2.11]
f_c	Frequência de esquina nos diagramas bi-logarítmicos de distribuição de amplitude espectral de ondas de volume [Fig. 3.4, eq. 3.4]
f_i	Força volúmica que actua no ponto i [2.1]
$F_i(x)$	Função de transferência da deformação co-sísmica [3.27]
$g(\Delta)$	Factor de correcção da dispersão geométrica da radiação sísmica [2.9]
G_{in}	Função de Green [2.1]
$H(t)$	Função degrau (Heaviside)
i	Ângulo de incidência do raio sísmico [2.9]
K_p	Coeficiente que quantifica a divisão da falha em sub-falhas [3.24]

L	Comprimento da fonte sísmica (ruptura) [2.12]
$[\mathbf{m}]$	Vector dos parâmetros do modelo [3.12]
\mathbf{M}	Tensor momento sísmico
\mathbf{m}	Tensor densidade do momento sísmico
\hat{M}_{ij}	Versor do tensor momento sísmico
M_0	Momento sísmico escalar [2.4]
m_{in}	Componente do tensor densidade momento sísmico [2.3]
M_{in}	Componente do tensor momento sísmico [2.8]
M_w	Magnitude momento
p	Parâmetro p (lentidão) do raio sísmico [2.14]
Q	Factor de atenuação inelástica das ondas sísmicas [3.5]
r	Raio da fonte no modelo de fonte circular de Brune [3.7]
R_0	Raio da Terra [4.9]
R^C	Padrão da radiação das ondas P (C=P) ou S (C=S) [2.8]
\tilde{T}_0	Duração aparente da ruptura (modelo de Haskell) [2.12]
T_0	Duração da ruptura sísmica [3.8]
T_i	Tensão no ponto i da superfície da falha [2.1]
\mathbf{u}	Vector dos sismogramas sintéticos [3.12]
$\tilde{\mathbf{u}}$	Vector dos sismogramas registados [3.13]
u_i	Deslocamento elástico produzido na superfície terrestre pelas ondas sísmicas [2.1]
v_r	Velocidade de ruptura [2.10]
v_{rH}	Componente horizontal da velocidade de ruptura [4.8]
W	Largura da fonte sísmica (ruptura) [2.11]
x_0	Posição de observação em relação à origem da fonte [Fig. 2.6]
α	Velocidade das ondas P [2.6]
β	Velocidade das ondas S [2.6]
β_0	Constante de amortecimento [3.24]
β_a	Parâmetro regulador do amortecimento [3.23]
χ_i	factor de normalização dos intervalos entre fases [4.14]
Δ	Distância epicentral [2.9]

$\Delta\sigma$	Queda de tensão [A.4, A.6]
$\Delta\tau_0$	Intervalo entre fases comuns medido na fonte [4.7]
$\Delta\tau_j$	Intervalo entre fases comuns no sismograma da estação j [4.7]
$\Delta\tau'_j$	Intervalo normalizado entre fases comuns relativo à estação j [4.11]
δ	Inclinação da falha [Fig. 2.2]
δ_{ij}	Delta de Kronecker [2.6]
$\delta(t - t_0)$	Delta de Dirac [2.6]
ϕ	Azimute da falha - ângulo formado entre o traço da falha e o Norte geográfico [Fig. 2.2]
$\Gamma_i(x)$	Deformação co-sísmica [3.27]
γ	Azimute da componente horizontal da velocidade de ruptura [Fig. 4.7]
$\hat{\gamma}_i$	Cosenos directores [2.6]
φ_j	Azimute da estação j
λ	Ângulo de deslizamento [Fig. 2.2]
λ_r	Ângulo de mergulho da velocidade de ruptura [Fig. 4.7, eq. 4.16]
$\bar{\lambda}$	Ângulo de deslizamento médio
μ	Constante de rigidez do meio (o valor usado foi 3.3×10^{10} Pa) [2.3]
ν_j	Versor perpendicular ao plano de falha no ponto j [2.2]
θ	Ângulo formado entre o traço da falha e a direcção da propagação do raio sísmico [Fig. 2.6]
ρ	Densidade do meio [2.6]
$\sigma(x, t)$	Tensão na fonte
τ	Tempo de deslizamento ("rise time") ou tempo característico [3.1]
Ω_0	Amplitude espectral no regime de baixas frequências [3.3]
ω	Frequência angular [3.1]
w_{ij}	Sismograma sintético unitário [3.17]
ξ	Coordenada de um ponto sobre a fonte sísmica [2.1]
Ψ_M	Função de correlação entre sismogramas sintéticos e observados [3.18]

SIGLAS

DIRDOP	Programa DIRectividade por efeito DOPpler
DPF	Duplo Par de Forças
FEG	Função Empírica de Green
FTF	Função Temporal da Fonte
FTRF	Função Temporal Relativa da Fonte
MOSIRE	projecto MONitorização SISMica da Região de Évora
SPF	Simple Par de Forças

Capítulo 1

Introdução

Vivemos sobre uma frágil camada de rocha que todos os dias nos sacode dando-nos provas do seu permanente processo de fracturação. Com alguma frequência essas provas assumem dimensões catastróficas, que alertam para a necessidade de se estabelecerem medidas preventivas – o objectivo fundamental da sismologia. Actuar contra a emissão de ondas sísmicas é e será sempre impossível; prevê-la para evacuar pessoas e bens das zonas afectadas é-nos, por enquanto, inacessível. A solução está em actuar ao nível da construção, definindo e fazendo cumprir regras racionais de protecção anti-sísmica adequadas a cada região. Para isso é necessário conhecer o fenómeno segundo todos os ângulos que o assistem.

Um dos aspectos que constitui ainda hoje um dos grandes objectivos da sismologia, tem a ver com a compreensão da complexidade de processos físicos que ocorrem na obscuridade das profundezas da Terra, e que explicam as manifestações registadas à superfície na sequência de eventos sísmicos. A inacessibilidade que o fenómeno encerra, se por um lado representa um obstáculo à compreensão da sua

mecânica, por outro deixa livre o caminho da imaginação e daí a diversidade de diferentes modelos que ao longo da história têm sido propostos. Acredita-se hoje que os sismos com maior impacto sobre a estabilidade humana, os de natureza tectónica, resultam de um processo dinâmico que se desenvolve em duas fases: a primeira, que pode demorar milhares de anos, corresponde à acumulação de energia devido à actuação de forças tectónicas que deformam elasticamente as rochas; a segunda corresponde à libertação de parte da energia quando as forças de coesão dos materiais forem excedidas pelas desenvolvidas no processo de deformação. Aquilo a que chamamos sismo corresponde à segunda parte do processo e consiste no deslizamento rápido entre duas porções de material geológico que se desligam. Esta dualidade temporal em que o fenómeno se desenvolve (acumulação lenta de energia e libertação rápida) introduz mais uma dificuldade à sua interpretação a que modernamente se procura dar resposta através de modelos dinâmicos. Quando o sismo ocorre, as vibrações produzidas pelos deslizamentos propagam-se em todas as direcções por meio de ondas mecânicas que vão sendo modificadas pelas estruturas que atravessam até atingirem a superfície com maior ou menor intensidade, consoante a proximidade e magnitude da fonte. A magnitude dos eventos, como medida da dimensão do fenómeno depende obviamente da extensão e amplitude dos deslizamentos que formam a ruptura que se estende sobre o plano de falha. Tipicamente às fontes de sismos de magnitude inferior a 5 correspondem rupturas de pequenas dimensões (que não ultrapassam a dezena de quilómetros de comprimento) e por isso, se observados em campo longínquo, podem ser consideradas pontuais sem que isso levante grandes incorrecções. Porém, o modelo de fonte pontual deixa de responder adequadamente quando a dimensão da fonte ultrapassar determinados limites, a partir dos quais se chama fonte extensa. Esses limites poderão ser estabelecidos em função do conteúdo espectral da radiação sísmica registada. Assim, sempre que com a radiação sísmica registada não seja possível detalhar pormenores da fonte está-se num contexto de fonte pontual; caso contrário só o modelo de fonte extensa pode responder satisfatoriamente. Estão nesta situação fontes sísmicas de magnitudes de pequena magnitude desde que observadas de perto ou fontes de $M > 6$ mesmo que observadas a distâncias telessísmicas. É justamente nesta última categoria de fontes que se insere esta tese.

Mais precisamente, pretende-se analisar as técnicas que possibilitem fazer o estudo sistemático de fontes extensas mediante as duas categorias de dados mais facil-

mente acessíveis: a) registos superficiais dos movimentos elásticos produzidos nalguns pontos da superfície, habitualmente denominados registos sismográficos ou sismogramas; b) registos geodésicos da deformação permanente (inelástica) produzida à superfície nas proximidades fonte, habitualmente denominada por deformação co-sísmica.

Constitui objectivo geral desta tese estudar, reunir, desenvolver e integrar um conjunto de técnicas sustentadas em modelos físico-matemáticos teóricos, com as quais seja possível estimar, com o pormenor possível, as principais características geométricas e cinemáticas das fontes sísmicas extensas, a partir de registos telessísmicos de ondas de volume e geodésicos de campo próximo. Acreditamos que as melhores reconstituições que se podem obter da história da ruptura de um sismo, são as definidas pelo cruzamento de diferentes métodos aplicados a diferentes classes de dados. Na metodologia que propomos fazem parte os seguintes métodos: a) determinação do mecanismo focal pela polaridade da primeira chegada; b) estimativas da dimensão e momento sísmico por análise espectral da forma de onda; c) determinação das direcções e velocidade de ruptura através da análise da directividade por efeito Doppler; d) determinação da função temporal da fonte pelo método das funções empíricas de Green; e) inversão da forma de onda para caracterização de um conjunto de sub-eventos pontuais e sua distribuição espaço-temporal sobre o plano de falha definido; f) inversão da forma de onda para distribuição de deslizamentos sobre o plano de falha; g) modelação da deformação co-sísmica registada em estações GPS como meio de confirmar os modelos de ruptura definidos pelos outros métodos.

Merece especial realce o método de directividade desenvolvido por permitir estimar a velocidade com que a ruptura se propaga sobre o plano de falha, parâmetro da mecânica dos sismos a que outros métodos tem ainda muita dificuldade em dar resposta.

A consecução do objectivo perspectiva-se segundo uma estrutura subdividida em cinco capítulos.

No segundo capítulo é apresentada a teoria geral da fonte sísmica. Com essa teoria pretende-se, sob o ponto de vista teórico, fundamentar os efeitos dos sismos a partir do estabelecimento de modelos mecânicos compatíveis com os analisados pela teoria elastodinâmica. Usualmente os efeitos que se procuram reproduzir são os movimentos e as deformações registados à superfície. Para tal os modelos de fonte

são definidos por meio do desequilíbrio de forças que actuam em meio elástico e que produzem deslizamentos subterrâneos sobre falhas geológicas. O ponto de partida para o desenvolvimento do formalismo que permite edificar a teoria é o teorema da representação. Por meio dessa poderosa ferramenta matemática é possível deduzir soluções para um vasto leque de problemas de sismologia que vão desde a estrutura da Terra ao conhecimento da fonte. A funcionalidade do teorema da representação está dependente do estabelecimento de modelos físico-matemáticos para as duas componentes que nele intervêm: a fonte e a propagação. A propagação é descrita pelas funções de Green que procuram reproduzir todos os efeitos impostos pela estrutura terrestre à radiação sísmica quando se difunde entre a fonte e o receptor. A fonte pode ser modelada mediante três maneiras alternativas e equivalentes: forças volúmicas; tensões aplicadas à superfície de falha e deslizamentos entre duas partes da falha. É justamente na exposição das várias categorias de modelos de fonte hoje considerados e nos parâmetros que os descrevem que se desenvolve a maior parte do capítulo. De entre o conjunto de modelos apresentado procurou-se detalhar melhor os modelos cinemáticos de fonte extensa, em particular o de Haskell, por serem os que fundamentam os métodos usados no trabalho.

O Capítulo 3 é dedicado à descrição dos dados que se propõem utilizar e das várias técnicas que permitem calcular os parâmetros que caracterizam a fonte, onde são analisadas as aptidões e limitações de cada uma. Como dados são propostos registos telessísmicos de ondas de volume e geodésicos provenientes de tecnologias baseadas em satélite (GPS e DInSAR). O primeiro método apresentado (MEC-STA) visa estabelecer os três parâmetros (ϕ =Azimute; δ =Inclinação; λ =ângulo de deslizamento) que definem o mecanismo da ruptura. É um método estatístico apresentado por Brillinger et al. (1980) que, calcula os dois planos nodais do padrão da radiação (o do mecanismo e o auxiliar) a partir do sentido do primeiro movimento de um conjunto de registos sísmicos obtidos à volta da fonte. O segundo método, análise espectral da forma de onda, decorre da passagem dos deslocamentos elásticos, previstos por modelos de fonte extensa, como os de Haskell ou Brune, para o domínio da frequência. De acordo com esses modelos, dos diagramas bi-logarítmicos de distribuição da amplitude espectral de ondas de volume podem extrair-se duas quantidades (amplitude espectral no regime das baixas frequências, Ω_0 , e frequência de esquina, f_c), respectivamente proporcionais a dois parâmetros da ruptura:

momento sísmico escalar, M_0 , e área da ruptura. O terceiro método apresentado, Funções Empíricas de Green (FEG), permite determinar Funções Temporais Relativas da fonte (FTRF) a partir de uma operação de desconvolução, no domínio do tempo, entre dois sismogramas registados na mesma estação: um proveniente do sismo em estudo e o outro de um evento com mecanismo semelhante, proveniente de uma região próxima do primeiro, mas de menor magnitude. Os dois métodos seguintes, distribuição de sub-eventos e de deslizamentos sobre o plano de falha, são dois métodos de inversão da forma de onda que procuram caracterizar toda a cinemática da ruptura segundo uma metodologia que mete em jogo dois problemas: o problema directo que sintetiza, em função de alguns parâmetros da ruptura, a radiação sísmica registada num conjunto de estações; e o problema inverso que usa a radiação sísmica registada para procurar os parâmetros da ruptura que melhor se lhe ajustam. Por fim, o último método apresentado, deformação co-sísmica, permite simular a deformação inelástica (vertical e horizontal) produzida nas proximidades de fontes sísmicas. Essas simulações são conseguidas em função de modelos de fonte estabelecidos a partir dos resultados obtidos pelos outros métodos. A qualidade dos ajustes entre as deformações medidas por técnicas geodésicas e as simuladas funciona como indicador de qualidade do modelo de fonte conseguido.

O Capítulo 4 foi inteiramente reservado à problemática da directividade, singularidade de fontes sísmicas extensas. Após a análise das várias manifestações directivas do fenómeno e feito o seu enquadramento teórico face aos modelos de ruptura existentes, foi apresentada a função directividade apresentada por Ben-Menahem (1960) que permite quantificar a dimensionalidade das fontes sísmicas directivas. Essa função é definida por meio do quociente entre a amplitude espectral de dois registos de deslocamento obtidos em pontos diametralmente opostos em relação à fonte sísmica e é nela que se baseiam os métodos operacionais que tem por objectivo estimar, em rupturas uni-laterais, parâmetros como a direcção, comprimento da fonte e velocidade de ruptura. Porém, a utilização desses métodos requer que se cumpram requisitos difíceis de reunir e daí a sua pouca aplicabilidade. Com o objectivo de calcular direcção e velocidade de ruptura desenvolvemos um modelo geral de directividade, a partir de uma análise Doppler da ruptura, admitindo um modelo de fonte definido por uma sequência de sub-eventos que se sucedem sobre um plano de falha, feitas as adaptações que decorrem do facto da propagação das

ondas sísmicas não ser rectilínea. É desse modelo que decorre o método DIRDOP (DIRectividade por efeito DOPpler) que permite a interpretação da directividade e o cálculo da velocidade da ruptura a partir de fases comuns a um conjunto de sismogramas distribuídos à volta da fonte. Para além do método e do algoritmo desenvolvidos é ainda feita a sua avaliação face a um conjunto de situações sintéticas e reais. As aplicações com dados sintéticos são de extrema importância pois fornecem a oportunidade única de analisar com pormenor o desempenho do método e do algoritmo pondo-os à prova perante situações em que os resultados são conhecidos à partida. Após estes testes são apresentadas duas aplicações com dados reais: sismo de Izmith (Turquia) de 17 de Agosto de 1999 e o do Alaska (Canadá) de 3 de Novembro de 2002.

Os Capítulos 5 e 6 foram destinados a validar a metodologia proposta, aplicando-a a dois casos: o sismo de Arequipa (Peru) $M_w=8.2$ de 23 de Junho de 2001 e o sismo de Zemmouri-Boumerdes (Argélia) $M_w=6.7$ de 21 de Maio de 2003. Através da conjugação dos vários métodos propostos nos Capítulos 3 e 4, foi possível descrever a evolução espaço temporal detalhada das rupturas desses dois eventos representadas através de sequências de imagens ou filmes (CD anexo). As soluções encontradas, tanto numa como noutra situação, merecem-nos confiança, pois para além de revelarem um bom nível de coerência na generalidade dos métodos e permitirem boas modelações das observações geodésicas de deformação co-sísmica também estão de acordo com os resultados obtidos por outros autores.

No último capítulo, Capítulo 7, é feita uma apreciação global do trabalho, tiradas as principais conclusões e perspectivado o nosso trabalho futuro com vista ao desenvolvimento de novas aplicações com interesse directo em domínios de interesse público como a prevenção, através da criação de cenários de intensidade sísmica.

Capítulo 2

Fonte Sísmica: modelos

O fenómeno sísmico é, de entre os eventos naturais, o mais severo com que o homem se confronta desde sempre. A prova está nas inúmeras alusões históricas ao fenómeno (e.g. Bolt, 1993; Liner, 1997).

Com o desenvolvimento do conhecimento científico, as crenças fantásticas acerca dos terremotos passam a dar lugar a concepções apoiadas nos novos conhecimentos. Em 1668 Hook, no seu livro "Discurso acerca dos terremotos" defende a ideia que os sismos tem origem numa resposta elástica do material geológico (Scholz, 2002). Mas a primeira referência explícita à relação dos sismos com acidentes tectónicos foi feita em 1884 por G. K. Gilbert (Gilbert, 1884, ; citado por Scholz, 2002). Gilbert fundamenta as suas conjecturas em observações sobre os efeitos superficiais, nomeadamente deformação e fendas, deixadas pelo sismo de Valley (Califórnia) de 1872. Porém, o grande passo, hoje considerado decisivo, no sentido do estabelecimento de uma teoria física explicativa do fenómeno sísmico, associando-o a falhas, foi dado por Reid (1911) com a apresentação do modelo do ressalto elástico, a hipótese

fundamental da sismologia (Madariaga *et al.*, 2001). Reid deduziu o seu modelo segundo uma base observacional de carácter geodésico, geológico e geofísico, tendo como palco a falha de Santo André, antes e depois do sismo de S. Francisco de 1906.

Quando determinada região interior, constituída por material geológico com determinadas propriedades elásticas, fica sujeita a forças, deforma enquanto vai acumulando tensões. Se a acção das forças deformadoras for continuada, quando as tensões acumuladas superarem as forças de coesão dos materiais, dá-se a ruptura que se manifesta por violentos deslocamentos acompanhados pela libertação, em escassos instantes, de grande parte da energia acumulada durante muito tempo. Este é o modelo do ressalto elástico. A partir dele e na sequência dos trabalhos de Knopoff e Gilbert (1960) e de Burridge e Knopoff (1964), suportados matematicamente pela teoria elastodinâmica de Volterra (1907), modificada por Love (1944), desenvolveu-se a teoria da fonte sísmica. O seu objectivo é descrever matematicamente, e portanto quantificar, os movimentos registados em qualquer ponto da superfície da terra provocados por deslizamentos subterrâneos ocorridos sobre falhas geológicas.

2.1 Modelação do deslocamento

A forma clássica de descrever os movimentos produzidos na superfície envolvente de um meio elástico homogéneo, em consequência da aplicação de forças geradoras de deslocamentos interiores (por exemplo rupturas), é através da resolução das equações dinâmicas do movimento (equações de Newton). É possível transpor as soluções das equações do movimento deste modelo simplificado para o sistema sismogénico desde que se estabeleçam as devidas adaptações. Para isso, há que definir um modelo de fonte sísmica equilibrado, isto é, um modelo que, por um lado seja suficientemente simples para as equações do movimento poderem ser resolvidas, e por outro, que seja suficientemente completo de forma a permitir simular no fundamental os efeitos produzidos pelo complexo sistema real. Por enquanto, e como primeira aproximação, consideramos um modelo de fonte que consiste no deslizamento de uma das faces da falha geológica em relação à outra. Vamos considerar a situação tectónica mais representativa que corresponde a deslizamentos só com componentes no plano de falha, os mecanismos com componente volúmica tipo explosivo não são considerados.

O deslizamento pode ser interpretado como uma descontinuidade no deslocamento entre as duas superfícies da falha que se desgarram.

A maneira mais conveniente de expressar as soluções das equações do movimento relativas ao modelo de fonte apresentado é a desenvolvida por Burridge e Knopoff (1964) e que consiste em separar os efeitos da fonte dos efeitos da propagação, através de um instrumento matemático da elastodinâmica denominando teorema da representação. De acordo com esse formalismo, a solução das equações do movimento, isto é, o modelo matemático que traduz os movimentos produzidos em qualquer ponto afastado da região focal devidos a uma fonte que geralmente evolui mercê da acção de forças variáveis no espaço, no tempo e em direcção pode ser substituída pela combinação do efeito produzido por um deslizamento devido a um impulso unitário $G_{in}(x, t; \xi, \tau)$ (função de Green) com a função que descreve a distribuição da força (ou deslizamento) na fonte, expressa pela equação (Aki e Richards, 1980; Udias, 1999),

$$\begin{aligned}
 u_n(x, t) = & \int_{-\infty}^{+\infty} d\tau \int_V f_i(\xi, \tau) G_{in}(x, t; \xi, \tau) dV \\
 & + \int_{-\infty}^{+\infty} d\tau \int_{\Sigma} T_i(\xi, \tau) G_{in}(x, t; \xi, \tau) d\Sigma \\
 & - \int_{-\infty}^{+\infty} d\tau \int_{\Sigma} D_i(\xi, \tau) C_{ijkl} \nu_j \frac{\partial}{\partial \xi_l} G_{kn}(x, t; \xi, \tau) d\Sigma
 \end{aligned} \tag{2.1}$$

A representação do deslocamento, (eq. 2.1), é uma das equações mais importantes da sismologia. A partir dela podem ser deduzidas as soluções de vários problemas, com especial destaque para os relacionados com a fonte sísmica. Mostra que os deslocamentos elásticos produzidos em qualquer posição x , $u_n(x, t)$, são explicáveis a partir do efeito que três grandezas, não necessariamente em coexistência, produzem sobre o meio. Essas grandezas são: a) distribuição de forças de volume f_i que actuam segundo a direcção i no interior da superfície que contém a falha; b) tensões T_i , aplicadas sobre a superfície da falha; c) deslizamento D_i de uma parte da falha em relação à outra. A resposta do meio é representada pela função de Green, $G_{kn}(x, t, \xi, \tau)$. A equação 2.1 foi obtida mediante uma análise do problema onde foram considerados todos os parâmetros passíveis de produzir radiação sísmica. O

primeiro termo, representado por um integral sobre o tempo, τ , e outro sobre o volume V , traduz a radiação devida ao efeito das forças de volume; o segundo e terceiro termos, representados também por um integral sobre o tempo, τ , e outro sobre a superfície de falha, Σ , traduzem, respectivamente, a radiação devida às tensões aplicadas sobre a superfície da falha e ao deslizamento entre as duas faces dessa superfície.

As funções de Green apresentadas em 2.1 por meio do tensor de 2ª ordem $G_{in}(x, t, \xi, \tau)$, traduzem a evolução temporal da componente n do deslocamento produzido num ponto de coordenadas x , devido ao impulso de uma força unitária na direcção i que actua na posição ξ no instante τ . A determinação destas funções, que envolve o conhecimento do meio, é um problema cuja solução pode hoje ser obtida por vários métodos (e. g. Hartzell, 1978; Heaton e Helmberger, 1979; Wang e Herrmann, 1980; Bouchon, 1981; Heaton, 1982; Frankel e Kanamori, 1983; Kikuchi e Kanamori, 1991). No terceiro termo de 2.1 no lugar das funções de Green surge o seu gradiente, o versor perpendicular ao plano da falha, ν , e o tensor dos coeficientes de elasticidade, C_{ijkl} , que em meio isotrópico depende apenas das constantes de Lamé, λ e μ , $C_{ijkl} = \lambda\delta_{ij}\delta_{kl} + \mu(\delta_{ik}\delta_{jl} + \delta_{il}\delta_{jk})$.

A equação 2.1 realça claramente que a modelação do deslocamento produzido num ponto, $u_n(x, t)$, pode ser alcançada segundo duas bases conceptuais diferentes. Uma em termos de forças e outra em termos de deslizamentos; uma de natureza dinâmica e outra de natureza cinemática. Uma consequência importante dos teoremas da elastodinâmica e que se pode aplicar a 2.1 é a possibilidade de se poder estabelecer equivalência entre as duas representações; o efeito produzido por um determinado sistema de forças pode ser representado através de outro sistema diferente, de forças ou deslocamentos. Esta propriedade permite, por exemplo, escolher para cada situação concreta a representação que se afigurar mais vantajosa, ou substituir um sistema de forças complexo por um outro mais simples de operar.

Habitualmente, como ponto de partida da construção do formalismo físico-matemático para descrever a fonte sísmica, usa-se uma representação onde não são consideradas as forças de volume e as tracções sobre o plano falha são supostamente contínuas (Aki e Richards, 1980; Ben-Menahem, 1981; Udias, 1999; Pujol, 2003). Estes pressupostos conduzem à anulação dos primeiros dois termos de 2.1, ficando

a modelação do deslocamento reduzida a,

$$u_n(x, t) = \int_{-\infty}^{+\infty} d\tau \int_{\Sigma} D_i(\xi, \tau) C_{ijkl} \nu_j \frac{\partial}{\partial \xi_l} G_{kn}(x, t - \tau; \xi, 0) d\Sigma$$

que pode ser simplificada representada por,

$$u_n(x, t) = \int_{\Sigma} D_i C_{ijkl} \nu_j * \frac{\partial}{\partial \xi_l} G_{kn} d\Sigma \quad (2.2)$$

em que * é o símbolo de convolução no domínio do tempo.

2.1.1 Modelo de forças equivalentes

Uma das simplificações que se impõe fazer ao modelo de fonte por forma a torná-lo operacional a partir do formalismo representado por 2.1, é considerar que a distribuição total de forças que regula a ruptura é substituída por um ou dois pares de forças equivalentes – modelo do Simple Par de Forças (SPF) ou Duplo Par de Forças (DPF). Esta consideração é suportada por via teórica pelo teorema da reciprocidade (e. g. Aki e Richards, 1980; Ben-Menhaem e Singh, 1981; Dahlen e Tromp, 1998; Udias, 1999;). O modelo SPF produz resultados satisfatórios na modelação da radiação correspondente às ondas P, porém falha em relação às ondas S; o modelo DPF é o actualmente mais aplicado por explicar convenientemente tanto a radiação das ondas P quanto a das ondas S (Lay e Wallace, 1995).

O DPF é obtido pela combinação de dois pares de forças, com momentos de igual valor mas sentidos opostos. As forças de cada um dos pares são anti paralelas e com pontos de aplicação diferentes, cada uma está aplicada a uma das faces da falha. Um dos pares está orientado na direcção perpendicular ao plano de falha e o outro na direcção do deslizamento, ver Figura 2.1.

2.1.2 Tensor momento sísmico

A geometria e mecanismo do deslizamento de uma fonte sísmica ficam, como foi visto, completamente definidos pela caracterização do duplo par de forças. O objecto matemático que lhes permite dar significado é o tensor momento sísmico, \mathbf{M} , ou,

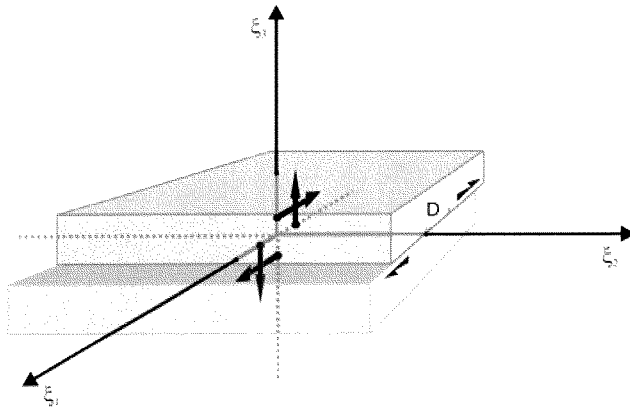


Figura 2.1: Esquema de uma ruptura compatível com o duplo par de forças representado.

para fontes onde a distribuição das forças sobre a superfície seja uniforme, o tensor densidade do momento sísmico, \mathbf{m} . Nesses casos, $\mathbf{M} = \int_{\Sigma} \mathbf{m} d\Sigma$. As componentes do tensor densidade do momento sísmico são dados por $m_{pq} = D_i \nu_j C_{ijpq}$. Para fontes com mecanismo de deslizamento puro em meio isotrópico, atendendo à forma de C_{ijpq} para meios isotrópicos vem,

$$m_{ij} = \mu(D_i \nu_j + D_j \nu_i) \quad (2.3)$$

em que μ é a constante de rigidez do meio, D_i as componentes do deslizamento no referencial considerado e ν_i os cossenos directores de ν no mesmo referencial.

Considerando \bar{D} o valor do deslizamento médio de uma fonte onde é suposto haver distribuição superficial uniforme de momento e \hat{D}_i os cossenos directores do vector deslizamento nas direcções i , as componentes do tensor momento sísmico são dadas por $M_{ij} = M_0(\hat{D}_i \nu_j + \hat{D}_j \nu_i)$ em que a quantidade M_0 é o momento sísmico esalar dado por,

$$M_0 = \mu \bar{D} A \quad (2.4)$$

com A área da ruptura.

Um exemplo: de acordo com a situação representada pela Figura 2.1, a caracterização do DPF que produz na superfície de falha coincidente com o plano $\xi_3 = 0$ um deslizamento de valor D na direcção ξ_1 é, de acordo com 2.3, atendendo a que

$\mathbf{D}=(D \ 0 \ 0)$ e $\boldsymbol{\nu}=(0 \ 0 \ 1)$, representado pelo tensor,

$$\mathbf{m} = \begin{pmatrix} 0 & 0 & \mu D \\ 0 & 0 & 0 \\ \mu D & 0 & 0 \end{pmatrix}$$

Os tensores momento sísmico descritos até agora representam situações simples, onde é ignorada a dependência temporal das forças envolvidas. Porém, para situações reais essa independência não se verifica: o tensor do momento sísmico depende geralmente do tempo, $\mathbf{M}=\mathbf{M}(t)$. Apesar disso, admitindo que todas as componentes de $\mathbf{M}(t)$ são afectadas igualmente pela componente temporal, pode-se decompor este tensor em duas partes: uma função escalar $s(t)$ dependente só do tempo que descreve a evolução temporal do módulo das forças (ou deslizamento) envolvidas; e um tensor definido segundo 2.3 que traduz a natureza geométrica da fonte,

$$\mathbf{M}(t) = s(t)\mathbf{M} \quad (2.5)$$

2.1.3 Deslocamento produzido por impulso unitário - Funções de Green

As funções de Green do ponto de vista formal traduzem a solução das equações do movimento num ponto x devido a uma força impulsiva unitária aplicada segundo a direcção j num elemento de volume colocado na posição ξ . Para um meio infinito, elástico e isotrópico, a solução do problema pode ser obtida pelo método dos potenciais (Aki e Richards, 1980). Considerando que a força impulsiva actuou no instante $t=0$, a função de Green relativa à componente i do deslocamento é dada por,

$$G_{ij}(x, t, \xi, 0) = \frac{1}{4\pi\rho} \frac{1}{r^3} (3\gamma_i\gamma_j - \delta_{ij}) \int_{r/\alpha}^{r/\beta} \tau \delta(t - \tau) d\tau \quad (2.6)$$

$$+ \frac{1}{4\pi\rho\alpha^2} \frac{1}{r} \gamma_i\gamma_j \delta\left(t - \frac{r}{\alpha}\right) - \frac{1}{4\pi\rho\beta^2} \frac{1}{r} (\gamma_i\gamma_j - \delta_{ij}) \delta\left(t - \frac{r}{\beta}\right)$$

em que ρ representa a densidade do meio; r a distância foco-observador, $r = \left| \vec{x} - \vec{\xi} \right|$; γ_i e γ_j são os cosenos directores das direcções, respectivamente, do deslo-

camento i e da força, j , relativamente à direcção de \vec{r} ; α e β são as velocidades das ondas P e S no meio; $\delta(t - t')$ é uma função delta de Dirac e δ_{ij} delta de Kronecker.

Dos três termos de 2.6, o primeiro apresenta forte atenuação com a distancia ($1/r^3$), porém, por ser o que domina a curtas distâncias chama-se termo de *campo próximo*. A terminologia "curtas distâncias" é uma ambiguidade que significa todas as situações onde se verifique predomínio do termo de campo próximo, o que acontece para distâncias de observação até à ordem de grandeza da dimensão linear da fonte. Valee (2003) estabelece esse limite em cerca de 200km. Os segundo e terceiro termos de 2.6 apresentam atenuação mais suave ($1/r$), predominando sobre o primeiro a grandes distâncias, são os termos de *campo longínquo*. Um é relativo às ondas P, o que apresenta velocidade de propagação α e outro relativo às ondas S, com velocidade β . Atendendo a que a atenuação se deve à dispersão da energia radiante pelo meio, o carácter dual verificado em relação à radiação sísmica pode explicar-se pela coexistência nessa radiação de duas bandas espectrais distintas que sofrem atenuação diferentemente, uma relativa ao campo próximo e a outra, mais penetrante na estrutura da terra, a de campo longínquo.

Os factores constituídos pelos cosenos directores, γ_i e γ_j , regulam o sentido e amplitude do deslocamento em cada ponto de observação e dependem exclusivamente da posição do observador relativamente à direcção de aplicação da força, portanto, da geometria da ruptura. O diagrama da amplitude da radiação no lugar geométrico dos pontos em volta da fonte define uma forma característica: o *padrão da radiação* (§ 2.2). Esta relação de interdependência entre o padrão da radiação e a geometria da ruptura fundamenta as técnicas para determinação dos mecanismos focais, baseadas no conhecimento das polaridades de um conjunto de pontos bem distribuídos em volta da fonte e apresentadas no § 3.2.1

2.1.4 Parâmetros da fonte num sistema de coordenadas normalizado

As equações apresentadas até aqui decorrem de análises feitas a partir de sistemas de coordenadas cartesianos definidos em função da geometria das falhas, com um dos eixos orientado segundo a direcção das forças ou do deslizamento. A continuação dessa escolha determinaria que, de evento para evento em estudo, o sistema

de coordenadas fosse variando e, conseqüentemente, as modelações daí resultantes definidas em relação a sistemas de eixos diferentes. Isso não é aceitável, pois só se podem comparar as modelações das formas de onda com os registos reais feitos pelos sismómetros se as componentes a comparar forem definidos em relação ao mesmo referencial. Para ultrapassar essa dificuldade operacional é necessário fazer as representações em sistemas de eixos normalizados, usados por toda a comunidade, por forma a compatibilizar as direcções das formas de onda modeladas com a das formas de onda registadas pela instrumentação. É norma as estações sísmicas modernas estarem direccionadas para fazerem registos em três direcções, (N)orte, (E)ste e (Z)vertical. Para adaptar as ferramentas de cálculo à modelação da radiação nessas três direcções, vamos usar as convenções de Aki e Richards (1980), definidas a partir do referencial representada na Figura 2.2, centrado no epicentro e com os eixos x e y orientados, respectivamente, segundo as direcções geográficas Norte e Este. Os parâmetros que definem a geometria da falha, o mecanismo do deslizamento e raio sísmico são:

o azimute da falha, ϕ , que é o ângulo definido entre o Norte e a direcção da intercepção do plano de falha com o plano horizontal (traço da falha). O azimute é medido no sentido dos ponteiros do relógio a partir do Norte, $0 \leq \phi \leq 2\pi$. Devido ao facto dos azimutes ϕ e $\phi + \pi$ terem a mesma direcção, levanta-se esta ambiguidade com a introdução da noção de *sentido do azimute*, como sendo o sentido para o qual está orientado um observador que vê a falha mergulhar à sua direita;

inclinação da falha, δ , é o ângulo definido entre o plano horizontal e o plano de falha, medido a partir do plano horizontal, $0 \leq \delta \leq \pi/2$. Por vezes, quando se representa a falha através de um rectângulo, surge necessidade de definir o sentido descendente que se chama *sentido da inclinação* (do inglês dip direction);

ângulo de deslizamento, λ , é o menor ângulo definido entre a direcção do traço da falha e o vector deslizamento \mathbf{D} , sendo positivos os ângulos medidos no sentido directo e negativos os medidos em sentido retrógrado $-\pi \leq \lambda \leq \pi$. Assim, deslizamentos com ângulos de deslizamento entre 0 e π correspondem a falhas com mecanismo inverso e deslizamentos entre 0 e $-\pi$ a mecanismos normais;

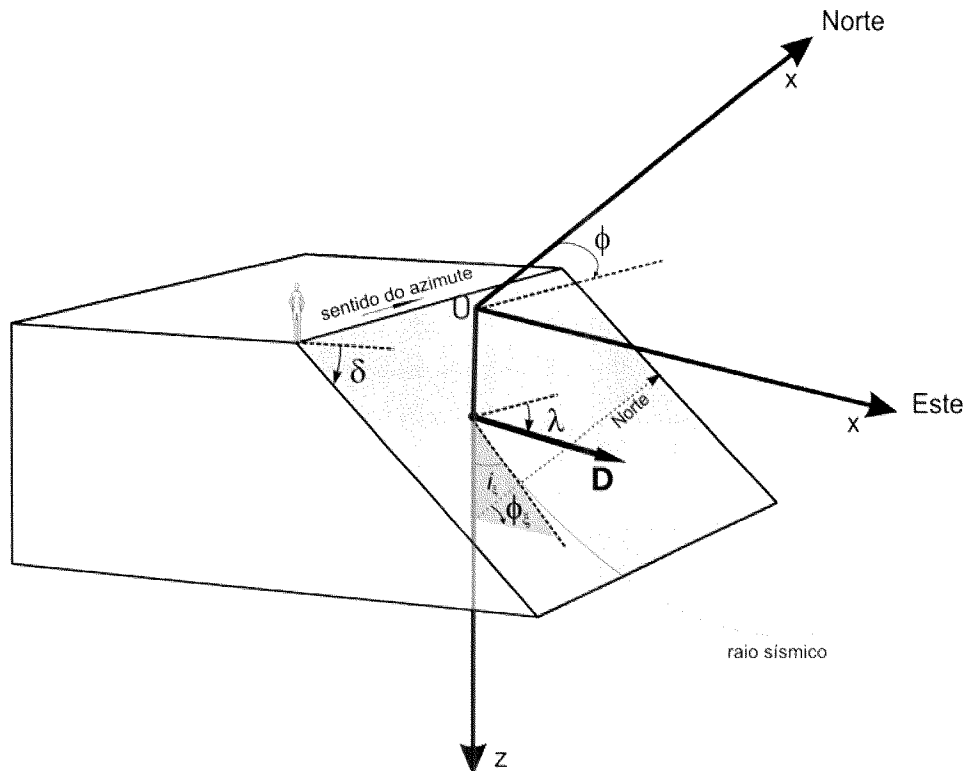


Figura 2.2: Referencial cartesiano com origem no epicentro do sismo e com os eixos x e y orientados segundo duas direções geográficas no qual está representada a face inferior de uma falha rectangular plana sobre a qual está indicado o deslizamento \mathbf{D} sofrido pelo plano superior da falha em relação ao inferior. Estão indicados os parâmetros angulares ($\phi, \delta, \lambda, \phi_\xi, i_\xi$) a partir dos quais se podem definir a geometria do plano de falha, o mecanismo do deslizamento e o percurso de um raio sísmico. (adaptado de Aki e Richards, 1980).

parâmetros do raio ϕ_ξ e i_ξ que definem, respectivamente, o azimute e ângulo de incidência de um raio sísmico que emerge da falha.

Quaisquer parâmetros geométricos tanto da radiação como da fonte, (padrões da radiação, componentes do tensor do momento sísmico, mecanismo de ruptura; deslocamentos, etc...) podem ser definidos neste referencial, com base neste conjunto reduzido de parâmetros angulares.

2.2 Modelos de Fonte pontual

O modelo de fonte sísmica mais simples consiste num deslizamento \mathbf{D} produzido sobre uma falha cuja dimensão é considerada infinitesimal, $d\Sigma$. De acordo com este modelo, os deslocamentos elásticos produzidos em determinado ponto \mathbf{x} pelas ondas de volume que procedem da fonte pontual $d\Sigma$ à distância r de \mathbf{x} é dado por,

$$d\mathbf{u}_i(\mathbf{x}, t) = d\mathbf{u}_i^P(\mathbf{x}, t) + d\mathbf{u}_i^S(\mathbf{x}, t) \quad (2.7)$$

em que $d\mathbf{u}_i^P(\mathbf{x}, t)$ e $d\mathbf{u}_i^S(\mathbf{x}, t)$ são, respectivamente, os termos do deslocamento referentes às ondas P e S.

Considerando que a superfície envolvente da fonte está sob a acção de um campo de tensões contínuo e as forças de volume são ignoradas, os termos do deslocamento de 2.7 em campo longínquo, com fontes do tipo duplo par de forças, podem ser obtidos do desenvolvimento de 2.2 por substituição de 2.6, cujo resultado é dado por, (e.g. Lay e Wallace, 1995 ou Aki e Ricards, 1980),

$$d\mathbf{u}_i^C(\mathbf{x}, t) = \frac{1}{4\pi\rho c^3} \frac{1}{r} R_{ijk}^C \dot{M}_{jk}(t - \frac{r}{c}) \quad (2.8)$$

em que o índice superior C que surge nos parâmetros $d\mathbf{u}_i^C(\mathbf{x}, t)$ e R_{ijk}^C assume os significados (P ou S) consoante se trate das ondas P ou S. O valor c representa a velocidade das ondas e toma os valores $c = \alpha$ para as ondas P e $c = \beta$ para as ondas S; R_{ijk}^C é o valor do padrão da radiação na posição \mathbf{x} respeitante ao deslizamento ocorrido no foco motivado por um conjunto de forças com equivalência num duplo

par de forças de momento dado pela componente $M_{jk}(t)$ do tensor do momento sísmico; $\dot{M}_{jk}(t)$ é a derivada em ordem ao tempo de $M_{jk}(t)$, que é proporcional à velocidade de deslizamento do elemento $d\Sigma$, $\dot{D}(t)$.

A modelação dos movimentos do solo à passagem das ondas de volume que procedem de uma fonte pontual em campo longínquo impõe, de acordo com 2.8, que se possam estimar os valores para os quatro factores:

1. $1/4\pi\rho c^3$, que é constante para cada tipo de onda que se esteja a considerar;
2. R_{ijk}^C representa o padrão da radiação e é uma função que depende dos parâmetros geométricos da fonte. Determina a amplitude das ondas P e S em cada ponto à volta da fonte, de acordo com a Figura 2.3.

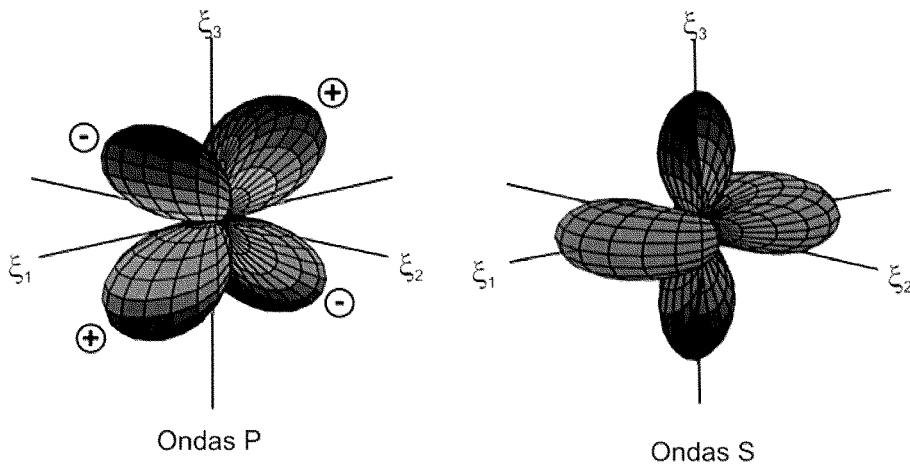


Figura 2.3: Representação tridimensional do padrão da radiação da componente radial do deslocamento das ondas P e da componente tangencial das ondas S relativas à fonte tipo duplo par representada na figura 2.1. As regiões de amplitude nula - regiões nodais e as de amplitude máxima -anti-nodais distribuem-se, nas ondas P e S segundo quatro lóbulos porém desencontrados 45° ; os pontos que correspondem a amplitude máxima para as ondas P são pontos nodais para as ondas S e vice versa. No padrão da radiação das ondas P foram ainda marcadas as polaridades correspondentes a cada lóbulo. Os lóbulos assinalados com (+) correspondem a zonas de compressão (tensão na fonte) e os lóbulos assinalados com (-) correspondem a zonas de dilatação (pressão na fonte)

3. a derivada da componente ij do tensor do momento sísmico, $\dot{M}_{jk}(t - \frac{r}{c})$ que representa a evolução da variação temporal da libertação de momento sísmico

pela fonte pontual em análise. É uma função que define a história temporal do processo de ruptura e por isso às vezes é denominada a função temporal da fonte (FTF). Habitualmente costuma representar-se através por

$$\dot{M}(t) = M_0 \dot{D}(t)$$

em que M_0 representa o momento sísmico escalar, dado por 2.4, e $\dot{D}(t)$ é função que descreve a velocidade de deslizamento dos blocos. Esta é a função usualmente considerada como função temporal da fonte. A Figura 2.4 apresenta as FTF mais usadas na modelação dos deslocamentos produzidos por fontes pontuais.

4. $1/r$ que faz a correcção da atenuação da amplitude devida à expansão geométrica da energia radiada. Este valor foi obtido para um meio homogêneo e plano, onde as ondas são supostas ter propagação rectilínea. É uma simplificação demasiado radical face ao modelo real. Por isso a amplitude do deslocamento deve ser corrigida por um factor de dispersão geométrica calculado para um modelo compatível com a estrutura da terra: modelo esférico constituído por diferentes camadas. Segundo Dechamps et al. (1980), o factor de correcção deve ser $g(\Delta)/R_0$, em que R_0 é o raio da terra e $g(\Delta)$ é uma função dada por,

$$g(\Delta) = \sqrt{\frac{\rho_h c_h}{\rho_0 c_0} \frac{\sin i_h}{\sin \Delta \cos i_0} \left| \frac{di_h}{d\Delta} \right|} \quad (2.9)$$

em que Δ é a distância epicentral angular, os índices h e 0 de alguns parâmetros referem-se, respectivamente à fonte e à superfície livre, assim ρ_h ρ_0 é a densidade nessas duas regiões, c_h e c_0 são as velocidades de fase das ondas e i_h e i_0 os ângulos de incidência do raio sísmico.

Limitar a fonte sísmica a um ponto é um constrangimento demasiado drástico face às suas verdadeiras medidas. Mesmo nos pequenos sismos ($M < 3$) correspondem rupturas com comprimentos que podem chegar à centena de metros; de acordo com dados extraídos de Sato e Mori (2001), o comprimento das rupturas para sismos de magnitudes $M_w = 2$ situa-se entre os 21m e os 55m. Face a isto, a modelação pormenorizada do sinal sísmico ou, o inverso, a determinação dos detalhes da fonte

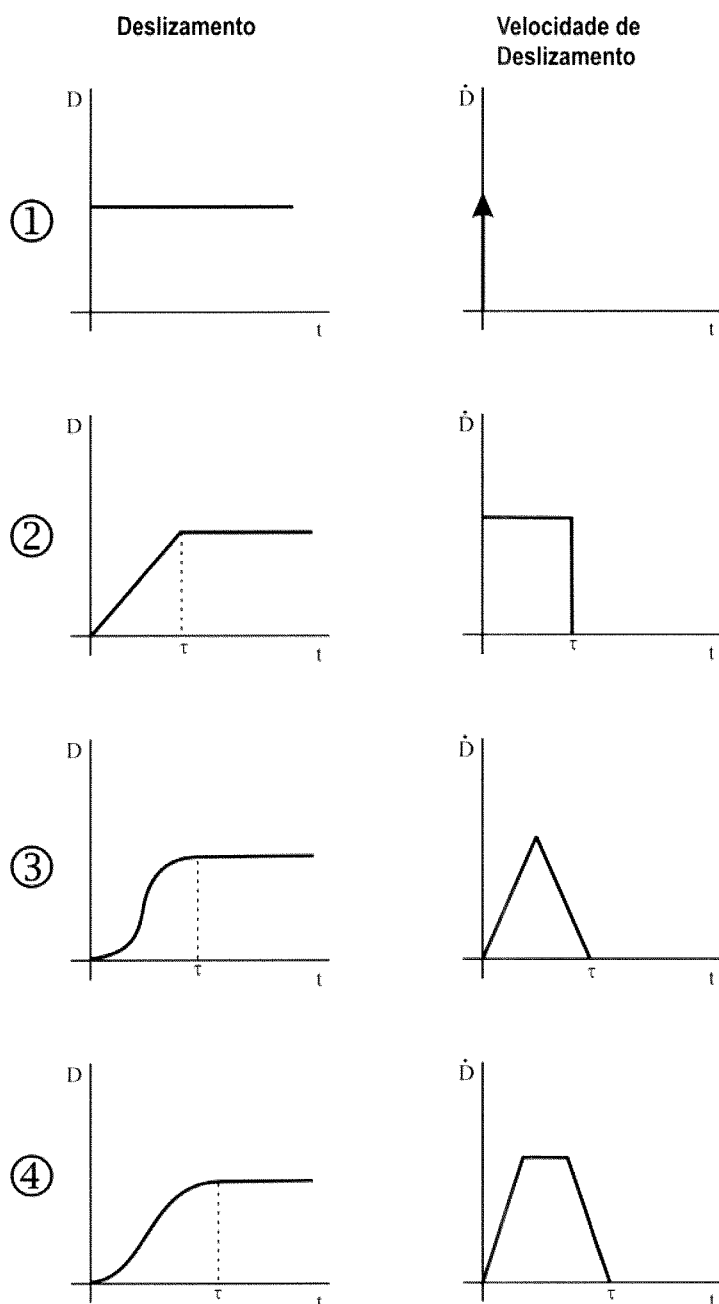


Figura 2.4: Várias formas usadas para representar as funções deslizamento em fontes pontuais (coluna da esquerda) e respectivas velocidades de deslizamento ou funções temporais da fonte (coluna da direita), com indicação do tempo de duração do deslizamento (rise time) τ . (1) representa uma função impulsiva; (2) uma função rectangular; (3) função triangular e (4) trapezoidal. As formas (3) e (4) são as mais usadas nas modelações dos deslocamentos elásticos produzidos por fontes pontuais (adaptado de Udias, 1999).

sísmica a partir de registos sísmicos são capacidades vedadas ao modelo de fonte pontual. A sua supremacia face a outros modelos mais complexos reside na simplicidade, sendo particularmente útil para o estudo de pequenos sismos a partir de registos sísmicos com frequências que correspondam comprimentos de onda superiores à dimensão linear da fonte. Nestes casos o nível de detalhe que se pode obter da fonte está determinado pelo conteúdo informativo dos dados. São eles que fixam, em primeira análise, a nitidez da "imagem" que se pode construir dessa fonte e não o modelo; mesmo que se usasse um outro método mais sofisticado o resultado final não seria muito melhor.

Em contextos onde a libertação do momento sísmico acontece em geometrias espaço-temporais extensas e irregulares de que os registos sísmicos dão conta, contextos conhecidos pelas designações "fonte complexa" ou "fonte extensa", o modelo de fonte pontual não responde convenientemente. Os modelos que melhor se adequam a esses casos são os de fonte extensa que combinam o efeito da evolução temporal da libertação de momento sísmico com o da propagação da ruptura sobre a falha. Entre o modelo de fonte pontual e os modelos de fonte extensa, que se apresentarão a seguir, existe uma sub-categoria de modelos que resultam de modificações do modelo de fonte pontual de forma a permitirem aplicá-lo com êxito em contextos de fonte extensa. Nessa categoria estão o modelo do centróide, o modelo dos momentos de 2ª ordem da função espaço-temporal e o modelo de sub-eventos.

2.2.1 Modelo do centróide

A ideia basilar da concepção deste modelo, apresentado por Backus (1977), consiste em desviar a posição e instante origem do sismo da localização tradicionalmente aceite $(\vec{\xi}_0, t_0)$ para uma outra posição e um outro instante que estejam equidistantes de todo o processo de ruptura. Essa nova origem $(\vec{\xi}_c, t_c)$ é a localização centróide. Quando a localização de um sismo é obtida a partir das fases P e S de um conjunto de registos, como geralmente é feito, o que se obtém são estimativas do instante e local do início da ruptura. No caso de fontes extensas essa localização não é representativa de toda a fonte e isso manifesta-se quando se procuram calcular outros parâmetros a partir dessas localizações.

A edificação do modelo do centróide através do estabelecimento do desvio referido,

quantificado através das grandezas $\Delta \vec{\xi} = \vec{\xi}_c - \vec{\xi}_0$ e $\Delta t = t_c - t_0$, implica o desenvolvimento das funções de Green, em série de Taylor em torno da localização hipocentral $(\vec{\xi}_0, t_0)$. Tal procedimento tem como principal consequência o surgimento de tensores denominados tensores do centróide. No modelo do centróide são considerados apenas os tensores de primeira ordem da expansão, um espacial e outro temporal, que quantificam os desvios no espaço e no tempo da localização do centróide em relação à localização tradicional. É por meio desses termos de primeira ordem, que dependem da derivada temporal do tensor densidade do momento sísmico $\dot{m}_{ij}(\xi, t)$, que, por fim se estabelece o modelo de deslocamento (e. g. Dahlen e Tromp, 1998; McGuire et al., 2001; Valée, 2003).

O modelo do centróide foi adoptado pelo grupo de sismologia da Universidade de Harvard que desenvolveu um método nele baseado (Dziewonski *et al.*, 1981) que permite calcular simultaneamente os desvios e tensores do centróide e assim determinar os mecanismos focais a que chamaram mecanismos "Centroid Moment Tensor"(CMT). Este grupo criou um projecto "Centroid-Moment Tensor Project" que calcula e divulga (<http://www.seismology.harvard.edu/CMTsearch.html>), por rotina, todos os mecanismos CMT de eventos $M_w > 5.5$.

O método do centróide apesar de sustentado pelo modelo de fonte pontual não apresenta algumas das limitações apontadas à versão base do modelo. Pode ser aplicado a qualquer sismo independentemente da sua dimensão porque é sempre possível encontrar o centróide que lhe corresponda. As soluções obtidas são geralmente estáveis. No entanto, algumas fontes não respondem bem; basta que o mecanismo apresente alguma variação ao longo da ruptura ou que se afaste um pouco do duplo par de forças para isso suceder.

2.2.2 Modelo dos momentos de 2^a ordem da função espaço-temporal

No fundo este modelo de fonte acaba por ser mais uma extensão do modelo do centróide na medida em que se inspira no conceito de localização do centróide de Backus (1977) e se desenvolve a partir do mesmo formalismo; expansão da função de Green em série de Taylor em torno da localização do centróide. Como consideração prévia ao estabelecimento do modelo supõe-se que o mecanismo da ruptura é igual

para todos os pontos, caracterizado pelo tensor de momento sísmico unitário \hat{M}_{ij} . Daí que a derivada do tensor densidade do momento sísmico seja tomada como a combinação, $\dot{m}_{ij}(\xi, t) = \hat{M}_{ij}\dot{f}(\xi, t)$, em que $\dot{f}(\xi, t)$ é uma função escalar dependente do tempo e do espaço que representa a variação temporal da distribuição espaço-temporal do momento sísmico, chamada função espaço-temporal da fonte. Por fim é estabelecido o modelo à custa de tensores do centróide, neste caso de 2ª ordem e definidos em função de $\dot{f}(\xi, t)$, daí o nome do método. Dahm e Kruger (1999) e McGuire et al. (2001), através de estudos comparativos mostram que os métodos desenvolvidos a partir deste modelo permitem melhores performances que os desenvolvidos segundo outros modelos de fonte pontual; inclusivamente nalguns casos conseguem estimar parâmetros característicos de fontes extensas, tais como directividade e dimensão da ruptura.

2.2.3 Modelo de subeventos

Uma outra forma de modelar os movimentos do solo produzidos pelas ondas de volume provenientes de sismos de magnitudes elevadas, quando a aproximação à fonte pontual única não produz resultados satisfatórios, é considerar a fonte sísmica constituída por uma distribuição de fontes pontuais (subeventos) que se sucedem sobre o plano de falha. A modelação dos movimentos do solo é calculada através da soma das contribuições individuais de cada subevento, obtidas pelo método da fonte pontual atrás apresentado.

Baseados neste modelo, foram desenvolvidos vários métodos para caracterizar a fonte sísmica (Fukao, 1972; Kikuchi e Kanamori [1982, 1991]; Nabelek, 1984; Bezzeghoud, 1987; Ihmlé, 1998) a partir dos registos sísmicos de estações distribuídas à volta da fonte, impondo determinados constrangimentos fundamentados na concepção da ruptura. Os métodos de Kikuchi e Kanamori (1982) (ver Capítulo 3) e Nabelek (1984) procuram iterativamente (método dos mínimos quadrados), sobre uma geometria espaço-temporal com origem no hipocentro, a distribuição de fontes pontuais (subeventos) que produz o melhor ajuste entre os movimentos observados e os modelados. Por constatarem a existência de uma multiplicidade de soluções que resultam em ajustes igualmente bons, estabelecem constrangimentos baseados em conceitos físicos que diminuem o espectro de soluções aceites. Um dos constrangi-

mentos mais populares, justificado no princípio de causalidade, consiste em impor valores da velocidade máxima de ruptura inferiores à velocidade de propagação das ondas S. Esse constrangimento para além de regular a evolução da ruptura limita também a dimensão da fonte. Outro constrangimento que habitualmente é introduzido com vista a reduzir o número de parâmetros a estimar é a imposição de igual mecanismo para todos os subeventos. No método de Kikuchi e Kanamori (1991) essa restrição é levantada, permitindo a existência de sub-eventos com mecanismo diferentes.

No modelo de Fukao (1972) os sub-eventos são identificados nas fases dos sismogramas das várias estações distribuídas à volta da fonte e as suas posições relativas são procuradas por um método de directividade que analisa as diferenças nos intervalos entre sub-eventos em função do azimute das estações. Ihmlé (1998) apresenta uma nova versão do método em que a principal diferença consiste na forma de identificar os subeventos. Em vez de procurar os subeventos directamente na análise dos sismogramas identifica-os nas funções temporais aparentes da fonte, referentes a cada um registos de ondas P. Este método apresenta geralmente algumas dificuldades em explicar convenientemente a propagação da ruptura, que lhe advém do facto das posições dos subeventos representados serem na realidade centróides.

2.3 Modelos de Fonte extensa

Os últimos modelos embora classificados como de fonte pontual, usam conceitos e permitem obter parâmetros, tais como velocidade de ruptura ou dimensão da falha que são próprios de modelos de fonte extensa. Por isso é frequente vê-los classificados como tal (e.g. Gibowicz e Kijko, 1994).

O estabelecimento detalhado do processo de ruptura, um dos objectivos da sismologia, está ainda hoje longe de ter sido plenamente alcançado e por várias ordens de razões. Primeiro por limitações instrumentais: os registos telesísmicos, muitas vezes os únicos disponíveis, por terem um conteúdo espectral de baixa frequência (tipicamente menos de 1Hz) permitem apenas constituir esboços da ruptura compatíveis com aquelas frequências, isto é, com definição da ordem do quilómetro. Esta dificuldade pode parcialmente ser levantada com registos acelerográficos próximos da fonte ou dados geodésicos que podem ajudar a definir a deformação do solo devida

aos efeitos de campo próximo e por isso mais directamente sob a influência da fonte (Campillo e Madariaga, 2001), contudo, este tipo de dados raramente se encontram em número suficiente. Outro obstáculo que se põe ao estudo da fonte tem a ver com as dificuldades em definir as funções de Green que quantificam o complexo sistema mecânico que regula o sinal sísmico desde a sua produção na fonte até à sua chegada ao receptor, após um percurso pela estrutura do interior da Terra.

A noção de fonte extensa desenvolve-se a partir da ideia de deslizamentos que se sucedem sobre um plano de falha comandados por uma frente de ruptura que se propaga em conformidade com as leis da mecânica. Neste quadro está definida a base conceptual que pode conduzir à definição dos modelos de fonte extensa e que se resume num efeito: o deslizamento entre as faces da falha que se propaga ao longo da falha. A partir de considerações gerais sobre a fonte, as causas e os efeitos, pode partir-se para o desenvolvimento de modelos físico-matemáticos de fonte extensa mediante dois cenários diferentes: o dinâmico e o cinemático.

2.3.1 Modelos dinâmicos

Nos modelos dinâmicos (e.g. Olsen et al., 1997; Madariaga et al., 1998; Campillo e Madariaga, 2001; Madariaga et al., 2001; Peyrat e Olsen, 2004), a ruptura é deduzida das equações da elastodinâmica que traduzem o comportamento do sistema falha com determinadas propriedades mecânicas conhecidas, quando sujeito a um conjunto de tensões também conhecido. Operacionalizar por esta via não é fácil, exige o conhecimento detalhado sobre um conjunto de propriedades e grandezas físicas que, por enquanto, não se conhecem muito bem: o estado de tensão da falha antes da ruptura e as leis de atrito que governam a complexidade da ruptura. Por outro lado são necessárias grandes quantidades de registos sísmicos, bem distribuídos azimutalmente e com um conteúdo espectral rico, isto é obtidos a curtas distâncias da fonte. A conjugação destes requisitos raramente se consegue. Até agora só se tentou esta via num conjunto muito reduzido de eventos fortemente monitorizados: o sismo de Landers (Califórnia) de 1992 (Olsen et al., 1997; Madariaga et al., 2001; Campillo e Madariaga, 2001) e mais recentemente e o sismo de Tottori (Japão) de 2000 (Peyrat e Olsen, 2004)

A complexidade da ruptura sísmica é um reflexo da heterogeneidade das pro-



priedades das superfícies por onde a ruptura se desenvolve, presente em todas as escalas de observação. Como meio de explicar a ruptura sísmica através das propriedades mecânicas das falhas geológicas foram propostos dois modelos alternativos: o modelo de asperidades (ou asperezas) de Kanamori et al. (1976) e o modelo de barreiras de Das e Aki (1977).

O modelo de asperidades começa por considerar que as falhas geológicas, por possuírem irregularidades geométricas e por cruzarem zonas constituídas por rochas com diferentes constituições apresentam superfícies heterogêneas. Sob o ponto de vista de resposta mecânica à aplicação de forças, essas heterogeneidades resultam na coexistência de sub-regiões com nível de coesão diferenciado. As zonas com mais alto nível de coesão (asperidades) resistem melhor às deformações, acumulando grandes tensões sem fracturar. As restantes zonas rompem mediante baixos valores de tensão. Quando um destes sistemas mecânicos (falha) está sujeito a um regime deformador contínuo, como o que actua sobre as falhas geológicas activas, acumula tensões nas regiões das asperezas, enquanto as zonas mais frágeis, por terem essa capacidade reduzida, libertam as tensões a taxas próximas das de acumulação. A consequência desse mecanismo é a ocorrência dos frequentes sismos de pequena magnitude observados nas regiões sismogénicas. O sistema evolui neste regime enquanto as forças de coesão das asperidades não forem igualadas pelas tensões elásticas que aí se acumulam. Quando isso acontece está-se na iminência de um grande sismo: as asperezas estão sob grande tensão e as restantes zonas estão relaxadas (ver Fig. 2.5). Quando o grande sismo chega, as asperidades entram em ruptura e libertam em escassos instantes toda a tensão que acumularam durante muito tempo. Após o grande evento, a superfície da falha fica sob um estado tensional uniformemente relaxado. Este modelo explica os pequenos sismos que ocorrem frequentemente nas zonas sismogénicas durante o processo de acumulação de tensão, mas não explicam bem as réplicas que se verificam após um grande evento. De acordo com o modelo de asperidades, as quedas de tensão do grande evento são o culminar de um ciclo de acumulação/libertação de tensões do qual o sistema falha sai num nível de tensão mínimo, e por isso a ocorrência de eventos subsequentes é improvável.

O modelo de barreiras (Fig. 2.5) considera que quando se está na iminência de um grande sismo a tensão acumulada na falha se distribui uniformemente sobre toda a superfície. As heterogeneidades verificam-se ao nível das forças de coesão,

coexistindo também bocados de falha com níveis de coesão moderado com outras altamente elevados (barreiras). Nas zonas menos coesas a ruptura propaga-se sem dificuldade. Nas restantes, consoante o nível de ligação assim a ruptura fica muito dificultada ou mesmo impedida. Estas últimas constituem, em última análise, barreiras à propagação. Quando a frente de ruptura que se propaga sobre as zonas permitidas atinge uma barreira, a ruptura é aí interrompida podendo parar definitivamente, ou, nos casos de grandes eventos constituídos por várias barreiras, a ruptura pode contornar as barreiras e prosseguir a propagação sobre as zonas permitidas. Durante a ruptura, as libertações de tensão ocorrem apenas sobre as regiões fora das barreiras, as barreiras permanecem sob tensão. No fim da ruptura principal tem-se uma distribuição de tensões heterogénea, com as sub-regiões que produziram ruptura relaxadas e as barreiras sob tensão. Este modelo propõe um sistema sismogénico constituído por falhas que acumulam tensões até atingirem o estado de pré ruptura ou ruptura eminente que se caracteriza por um estado de tensão uniforme. Após a ruptura na qual o sistema libertou tensões nalgumas partes e reservou as tensões acumuladas noutras, tem-se um estado de tensão heterogéneo. A existência de sub-regiões sob tensão no fim do choque principal permite explicar a eclosão de novos eventos a partir daí: as réplicas.

Nenhum destes dois modelos consegue fornecer uma explicação completa sobre o comportamento sismogénico observado em falhas activas reais: quando explicam a actividade pré-sísmica não explicam a post-sísmica. A razão para isso parece estar no balizamento da distribuição de tensões (homogénea/heterogénea) que ambos procuram para explicar as complexidades do fenómeno. Do lado em que se encontra a distribuição homogénea não é explicado o comportamento: no modelo de asperidades não são explicadas as réplicas e o modelo de barreiras não explica a actividade premonitória.

Madariaga (2001) mostra formalmente que os modelos de asperidades e de barreiras explicam a ruptura principal de um sismo de forma absolutamente equivalente. Embora os conceitos asperezas e barreiras sejam próprios dos modelos dinâmicos, a sua nomenclatura foi adoptada e é usada mesmo no âmbito da modelação cinemática. É comum fazer-se a interpretação dos parâmetros cinemáticos calculados por métodos também cinemáticos por meio do recurso às barreiras e asperezas. Está fora do âmbito deste trabalho um maior aprofundamento do tema; todos os estudos

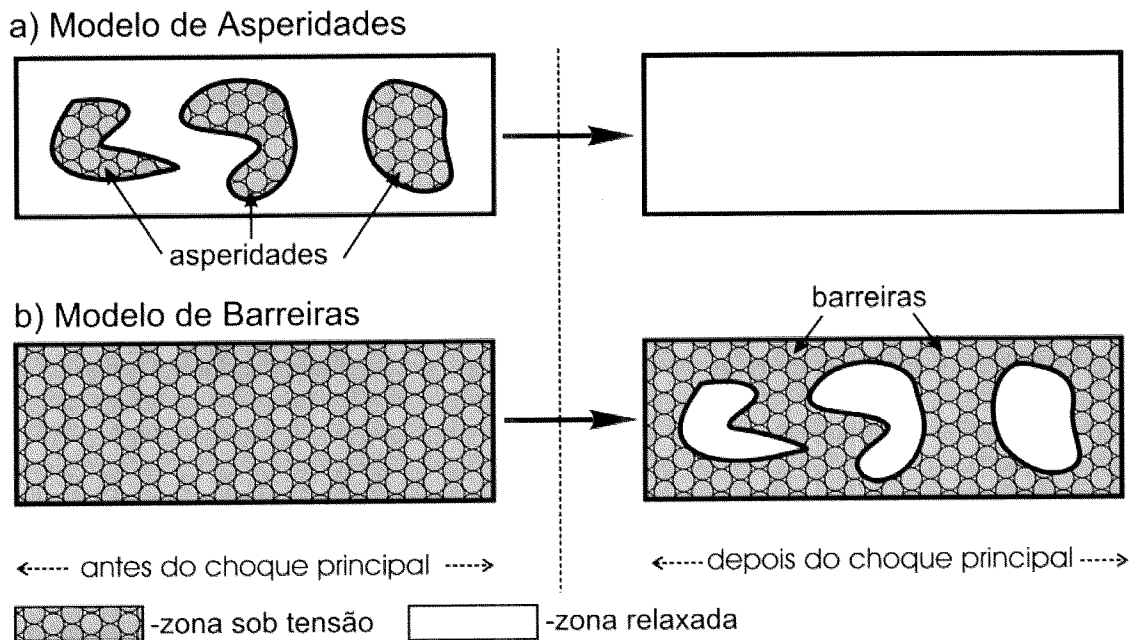


Figura 2.5: Modelos de asperidades e de barreiras antes e depois da ruptura principal.

que fizemos foram encaminhados via modelação cinemática.

2.3.2 Modelos cinemáticos

A outra via por onde se pode delinear a edificação de modelos de fonte sísmica extensa parte da definição de conjecturas sobre a propagação da ruptura, que se apresentam sob a forma de constrangimentos que na globalidade caracterizam o deslizamento sobre o plano de falha. Os modelos assim criados são os modelos cinemáticos. Destes, os dois mais representativos são os modelos de ruptura rectilínea de Haskell (1964) e o de ruptura circular de Brune (1970).

Modelo de falha rectangular de Haskell

O modelo cinemático de Haskell (1964) deduz os movimentos elásticos, em qualquer ponto em campo longínquo, produzidos pelas ondas P e S geradas numa fonte sísmica definida sobre uma falha rectangular de comprimento L e largura W . A ruptura propaga-se ao longo do comprimento da falha, segundo uma frente de ruptura rec-

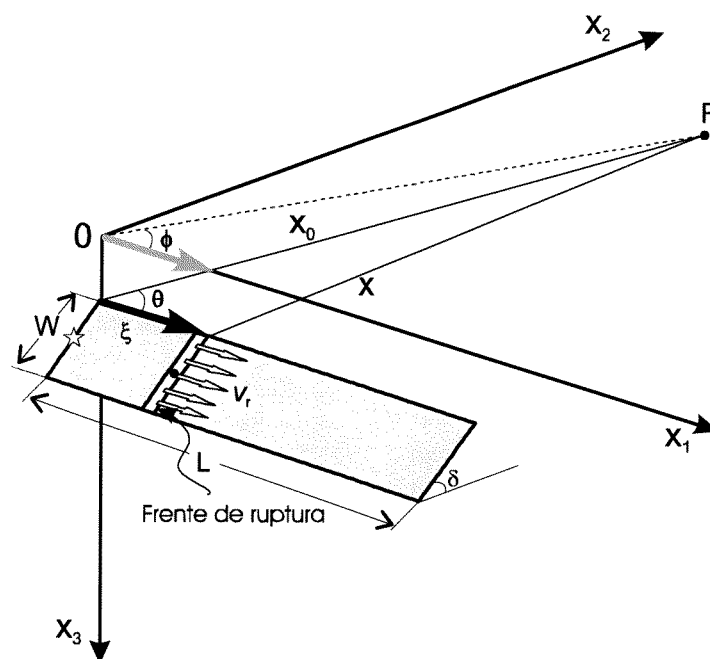


Figura 2.6: Geometria correspondente ao modelo de Haskell: plano de falha rectangular de comprimento L e largura W onde se propaga a ruptura com velocidade v_r ao longo da direcção x_1 .

tilínea com velocidade constante v_r (Fig. 2.6). De acordo com o modelo, a passagem da frente de ruptura sobre um ponto da falha resulta num deslizamento D_0 entre as duas faces da falha. Considera-se que o deslizamento tem o mesmo sentido em todos os pontos da falha, isto é, tem o mesmo mecanismo para todos os pontos, que é do tipo duplo par de forças. O meio onde ocorre a ruptura e a propagação, é um meio homogéneo e isotrópico onde a radiação se propaga com velocidade constante.

A simplificada geometria espacial e temporal introduzida no modelo permite obter, de forma relativamente fácil, soluções analíticas do deslocamento em qualquer ponto e daí compreender melhor alguns aspectos como, por exemplo, a directividade e o espectro da radiação (e.g. Lay e Wallace, 1995; Aki e Richards, 1980; Udias, 1999), aspectos que serão analisados em detalhe no Capítulo 3.

Seja ξ a coordenada de um ponto sobre a falha, na direcção de L , e $D(\xi, t - \frac{x}{c})$ a função que define o deslizamento sobre a falha, e por isso vamos chamar *função deslizamento*, tradução do que na literatura inglesa se costuma designar por "slip function".

A função deslizamento utilizada é (Haskell, 1964),

$$D(\xi, t) = D_0 f\left(t - \frac{\xi}{v_r}\right) \quad (2.10)$$

em que D_0 é o valor da amplitude do deslizamento e f define a forma da função. Neste caso foi escolhida uma função rampa (igual à da Fig. 2.4; (2)), dada por,

$$f(t) = \begin{cases} 0 & \text{se } t \leq 0 \\ t/\tau & \text{se } 0 \leq t \leq \tau \\ 1 & \text{se } t \geq \tau \end{cases}$$

em que τ representa a duração do deslizamento de cada ponto da ruptura, ou tempo característico (rise time). A derivada em ordem ao tempo do momento sísmico associado a um fragmento de falha $d\xi$ que rompe segundo 2.10 e no instante $(t - \frac{x}{c})$ se encontra na posição ξ_i é dado por (Lay e Wallace, 1995),

$$\dot{M}(\xi_i, t - \frac{x}{c}) = \mu W d\xi D_0 \dot{f}\left(t - \frac{x}{c} - \frac{\xi_i}{v_r}\right) \quad (2.11)$$

De acordo com 2.8, e atendendo a que na aproximação de campo longínquo o padrão da radiação é igual para todos os elementos da falha, assim como a dispersão geométrica, o deslocamento observado no ponto de observação P à distância \mathbf{x} , devido à ruptura num elemento de falha $d\xi$ numa posição ξ_i é,

$$d\mathbf{u}^C(\mathbf{x}, t) = \frac{1}{4\pi\rho c^3} \frac{1}{x_0} R^C \mu W d\xi D_0 \dot{f}\left(t - \frac{x}{c} - \frac{\xi_i}{v_r}\right)$$

por integração obtém-se a radiação das ondas obtida no ponto P devida à ruptura completa,

$$\mathbf{u}^C = \frac{1}{4\pi\rho c^3} \frac{1}{x_0} R^C \mu W D_0 \int_0^L \dot{f}\left(t - \frac{x}{c} - \frac{\xi_i}{v_r}\right) d\xi$$

Atendendo a que $x \gg L$, da Figura 2.6, pode fazer-se a aproximação $x \simeq$

$x_0 - \xi \cos \theta$, substituindo na equação anterior vem,

$$\mathbf{u}^C = \frac{1}{4\pi\rho c^3} \frac{1}{x_0} R^C \mu W D_0 \int_0^L \dot{f} \left(t - \frac{x_0}{c} - \frac{\xi}{c} \left(\frac{c}{v_r} - \cos \theta \right) \right) d\xi$$

fazendo a mudança de variáveis,

$$\begin{cases} \eta = t - \frac{x_0}{c} - \frac{\xi}{c} \left(\frac{c}{v_r} - \cos \theta \right) \\ d\eta = -\frac{1}{c} \left(\frac{c}{v_r} - \cos \theta \right) d\xi \end{cases}$$

os limites de integração vêm,

$$\begin{aligned} \eta(\xi = 0) &= t - \frac{x_0}{c} \\ \eta(\xi = L) &= t - \frac{x_0}{c} - \frac{L}{c} \left(\frac{c}{v_r} - \cos \theta \right) = t - \frac{x_0}{c} - \tilde{T}_0 \end{aligned}$$

com

$$\tilde{T}_0(\theta) = \frac{L}{v_r} - \frac{L}{c} \cos \theta. \quad (2.12)$$

\tilde{T}_0 quantifica a duração aparente da ruptura, isto é, a duração quando medida de diferentes pontos de observação distribuídos à sua volta. Costuma chamar-se função de directividade e resulta de dois termos: (L/v_r) que representa a duração da ruptura no seu referencial próprio e o termo $(-\frac{L}{c} \cos \theta)$ que determina o atraso relativamente àquele valor, que é função da direcção do observador em relação à direcção da propagação da ruptura, θ . Este efeito directivo, causado por desigualdades nas diferenças entre os tempos de percurso das ondas provenientes de vários pontos da ruptura para diferentes observadores, é o conhecido efeito Doppler. Por fim, a integração por mudança de variável vem,

$$\mathbf{u}^C = \frac{1}{4\pi\rho c^3} \frac{1}{x_0} R^C M_0 \frac{1}{\tilde{T}_0} \left[f\left(t - \frac{\tilde{T}_0}{c}\right) - f\left(t - \frac{\tilde{T}_0}{c} - \tilde{T}_0\right) \right] \quad (2.13)$$

em que M_0 representa o momento sísmico escalar dado por

$$M_0 = \mu W L D_0.$$

O modelo 2.13 decorre, como foi visto, de um meio homogêneo e daí a propagação rectilínea e com velocidade c constante das ondas. Considerando que o meio tem uma estrutura mais coerente com a da Terra, isto é, geometria esférica constituída por camadas concêntricas, a velocidade das ondas deixa de ser constante e passa a ser regulada pelas posições da fonte e do observador através do parâmetro $p = dT/d\Delta$, de acordo com a teoria da propagação do raio sísmico em meio esférico. Nessas circunstâncias o parâmetro de expansão geométrica passa a ter a forma apresentada no § 2.2. Vejamos as consequências da geometria esférica sobre função de directividade. O segundo termo da função directividade 2.12, $\frac{L}{c} \cos \theta$, pode ser entendido como o tempo gasto pelas ondas, com velocidade rectilínea c , a percorrerem a extensão aparente de ruptura ($L \cos \theta$). Transpondo esta interpretação para o meio de propagação esférico de raio R_0 , ao comprimento aparente de ruptura $L \cos \theta$ corresponde uma distância epicentral Δ , dada por,

$$\Delta = \frac{L \cos \theta}{R_0}.$$

Calculando, através da equação de definição do parâmetro p , o tempo de percurso correspondente à distância angular Δ , substituindo-o em 2.12, vem

$$\tilde{T}_0(\theta, p) = \frac{L}{v_r} - \frac{pL}{R_0} \cos \theta. \quad (2.14)$$

A função de directividade em meio esférico 2.14, deixa de ser uma função apenas da variável azimuth do observador em relação à fonte, como a versão para meio plano homogêneo a passa a depender também da distância fonte-observador caracterizada pelo parâmetro p . No Capítulo 4 serão analisados em pormenor os efeitos da directividade e apresentado um método fundamentado nesse efeito para estimar a direcção e velocidade da ruptura.

Modelo de Brune

Outro modelo cinemático de fonte amplamente utilizado (e.g. Gibowicz e Kijko, 1994; Borges, 2003; Bezzeghoud et al., 2003; Dong e Papageorgiou, 2002; Imanishi e Takeo, 2002) é o modelo de Brune (1970). Este modelo considera que o deslizamento entre dois blocos em sentidos opostos (ruptura) ocorre na sequência da aplicação de

uma tensão de corte instantânea, $\sigma(x, t)$, em toda a extensão de uma superfície de falha circular com raio finito. O impulso de tensão tem uma dependência temporal dada pela função,

$$\sigma(x, t) = \sigma H\left(t - \frac{x}{\beta}\right)$$

em que σ é o valor da tensão, $H(t)$ representa a função degrau (*Heaviside*), β a velocidade das ondas transversais (ondas S) e x a distância ao plano de falha mediada perpendicularmente ao mesmo. Considerando que o deslizamento D se relaciona com a tensão através de (Gibowicz e Kijko, 1994)

$$\sigma(x, t) = -\mu \frac{\partial D}{\partial x}$$

e que $D = 0$ para $t = x/\beta$, então a função deslizamento para este modelo vem dada por,

$$D(x, t) = \frac{\sigma}{\mu} \beta \left(t - \frac{x}{\beta}\right) H\left(t - \frac{x}{\beta}\right)$$

e a derivada temporal é dada por,

$$\dot{D}(x, t) = \frac{\sigma}{\mu} \beta H\left(t - \frac{x}{\beta}\right)$$

aplicando esta função a 2.8 e seguindo um procedimento semelhante ao apresentado em 2.3.2, o deslocamento das ondas S num ponto P, em campo longínquo, à distância r da fonte dado por (Bezzeghoud *et al.*, 2003),

$$\mathbf{u}^S = \Psi_0 \frac{\sigma \beta}{\mu} \left(t - \frac{r}{\beta}\right) e^{-b\left(t - \frac{r}{\beta}\right)} \quad (2.15)$$

em que Ψ_0 contém o padrão da radiação e a atenuação devida à dispersão geométrica.

2.4 Discussão

Depois do modelo do ressalto elástico apresentado por Reid em 1911, a hipótese fundamental da sismologia, várias têm sido as contribuições no sentido da edificação de uma teoria físico-matemática unificada de fonte sísmica. A ideia que governa a criação dos modelos de fonte sísmica apresentados é a de reproduzir os efeitos

mensuráveis dos sismos em campo longínquo e em campo próximo.

Os primeiros resultados do estudo da fonte sísmica com registos instrumentais foram conseguidos mediante a utilização de modelos de fonte pontual, com poucos dados e capacidades de cálculo que hoje consideramos limitadas. Para responder à incapacidade dos modelos de fonte pontual em representar a dimensão espacial dos sismos, foram-lhes introduzidas algumas modificações, sendo assim criada uma nova classe de modelos: os de fonte extensa. Os modelos de fonte extensa são definidos por um maior número de parâmetros, em contrapartida permitem já representar a ruptura no espaço e no tempo. A partir deles e a par de um conjunto de outras evoluções que entretanto foram sendo feitas ao nível do conhecimento da estrutura da Terra, qualidade de registos e capacidade de cálculo, foram criadas novas metodologias que levaram a que num passado recente se tenha assistido à dilatação do número de situações onde é possível entender alguns detalhes da complexidade da ruptura.

Os mais recentes esforços dispendidos na área da fonte sísmica, baseados em estudos teóricos e de laboratório sobre o comportamento mecânico dos materiais geológicos, vão no sentido do estabelecimento de teorias dinâmicas da ruptura. Segundo esses modelos a ruptura é deduzida a partir do conhecimento do estado de tensões que antecede o sismo e de uma lei de atritos, aplicando as equações da elastodinâmica. Estes estudos só recentemente começaram a produzir alguns resultados em situações muito bem instrumentalizadas e mesmo assim sem dispensar que previamente se tenha que fazer a caracterização da ruptura através dos modelos cinemáticos de fonte extensa.

Dos modelos apresentados neste capítulo, os que se enquadram nos objectivos deste trabalho são os cinemáticos de fonte extensa. Assim, os métodos que se apresentarão, sustentados nesses modelos, procuram caracterizar a ruptura através de um conjunto de deslizamentos que se distribuem sobre uma geometria (plano de falha) e governados por uma lei de propagação (velocidade de ruptura).

Capítulo 3

Fonte sísmica: dados e métodos

A representação que pode ser feita da fonte sísmica é o resultado da aplicação de um conjunto de técnicas, sustentadas em modelos físico-matemáticos teóricos, que permitem extrair, de um conjunto de registos superficiais dos efeitos dos sismos, os parâmetros que caracterizam o processo de ruptura ocorrido em profundidade. O nível de detalhe e rigor das descrições (imagens) assim obtidas depende da conjugação das duas classes de factores intervenientes no estudo: os dados e os métodos. No estado actual de conhecimento não é possível eleger um método como o melhor para caracterizar a fonte nem tão pouco uma classe de dados como a que guarda a melhor informação sobre os processos da ruptura. Acreditamos que as melhores soluções são as definidas por parâmetros obtidos pelo cruzamento de métodos diferentes aplicados a diferentes classes de dados. Nas secções seguintes passaremos em revista os vários tipos de dados que se poderão utilizar assim como os principais métodos, procurando evidenciar as aptidões e limitações de cada um deles.

3.1 Os dados

Qualquer manifestação dos efeitos dos sismos que seja quantificável é passível de ser utilizada como dado. Beneficiando do progresso científico e tecnológico nas áreas da electrónica e teledetecção das últimas décadas, a sismologia dispõe hoje de uma gama de novos instrumentos de medição, registo e difusão de dados. A criação dos sensores de movimento de banda larga acoplados a sistemas de aquisição de alta resolução permitem registar os movimentos elásticos da crosta numa banda de frequências típica entre .005Hz e 5Hz, suficiente para registar igualmente bem os movimentos provocados por sismos locais e os provocados por sismos distantes; o aproveitamento do sistema de posicionamento global por satélite (GPS) em redes fixas de aquisição contínua permite medir deformações superficiais da ordem de grandeza do milímetro suficiente para detectar a deformação co-sísmica; a utilização das imagens de radares instalados em satélites permitem medir campos de deformação através do método denominado interferometria diferencial de radar, conhecido pela sigla DInSAR.

De uma forma geral, constitui informação útil para o estudo da fonte sísmica os registos de quatro categorias de manifestações: a) registos dos movimentos elásticos de alguns pontos da superfície, habitualmente denominados registos sismográficos ou sismogramas; b) registos geodésicos de deformação co-sísmica, isto é, registos da deformação permanente deixada na superfície após a ocorrência da ruptura sísmica, mais evidente nas proximidades da fonte; c) Registos maregráficos que permitem medir os tsunamis produzidos por fontes sísmicas em crosta oceânica. Através da inversão desses dados podem estimar-se as deformações produzidas sob o fundo oceânico; d) registos de intensidades macrossísmicas através dos quais se pode estimar a geometria da ruptura. Neste trabalho utilizámos dados das seguintes categorias:

3.1.1 Ondas de volume

Devido à menor complexidade da estrutura do manto inferior face às outras camadas do interior da terra, a análise das formas de onda com percurso essencialmente nesta zona torna-se menos complicada. Estão nesta categoria, os registos de ondas de volume (P e S) provenientes de estações numa faixa de distâncias do foco entre 30° e 90° (Kennett, 1983; Bezzeghoud, 1987). De entre as ondas de volume, as P, por serem

as primeiras a chegar, permitem identificação mais precisa e daí garantirem melhores análises. Das três componentes registadas (Norte, Este e Vertical), a vertical por ser mais energética é a mais simples de modelar e por isso a que habitualmente é usada. Em relação às ondas S, a componente transversa (SH) é a escolhida por ser também a que permite melhor identificação. É uma componente que não concorre com outras fases e teoricamente é a primeira a chegar na direcção transversa (Vallée, 2003). A Figura 3.1 apresenta as componentes vertical e transversa dos registos da estação de banda larga POHA, relativos ao sismo de Arequipa (Peru) de 2001, onde é clara a distinção entre a amplitude dos dois tipos de onda.

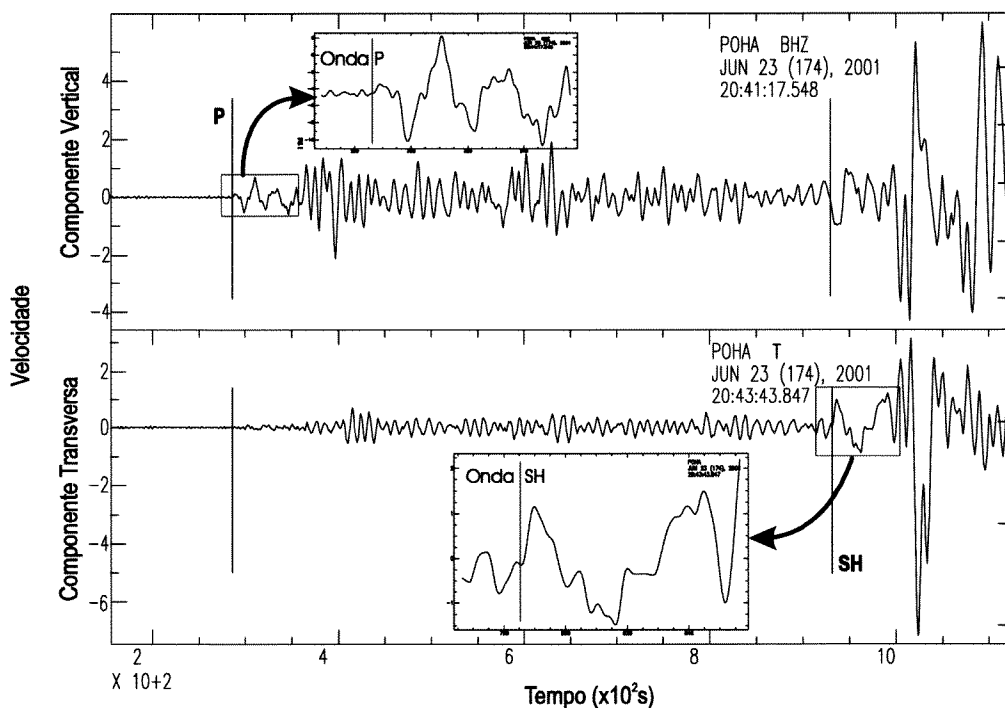


Figura 3.1: Frações das componentes vertical (BHZ) e transversa (T) dos registos de banda larga da estação POHA da rede IRIS/USGS (IU), relativos ao sismo de Arequipa (Peru) de 23 de Junho de 2001. A chegada das ondas P é facilmente identificada na componente vertical mas imperceptível na componente transversa, por outro lado, a primeira chegada das S, (SH) permite melhor identificação na componente transversa.

Aliado ao facto dos registos telessísmicos constituírem a radiação sísmica mais simples de interpretar também é a mais fácil de obter em quantidade suficiente

para os estudos de fonte. A isso se deve a criação de consórcios como o americano IRIS (<http://www.iris.edu/>) ou Europeu ORFEUS (<http://orfeus.knmi.nl/>) que, para além reunirem os registos das redes sísmológicas mundiais e de divulgarem as localizações e magnitudes dos eventos registados por essas redes, também fornecem todas as formas de onda das redes associadas, que actualmente prefazem várias centenas de estações de banda larga, curto período e longo período espalhadas por todo o planeta.

Nos últimos anos tem aumentado a utilização de dados de campo próximo a ser incluídos nos estudos da fonte por inversão da forma de onda (e.g. Sato et al, 1996; Yagi e Kikuchi, 2000; Venkataraman et al., 2000; Hernandez et al., 2001; Braumont e Courboux, 2002; Yagi et al., 2004). O conteúdo informativo destes dados sobre o detalhe da fonte é superior aos telessísmicos, no entanto a sua utilização envolve ainda de um conjunto de dificuldades. Por envolverem a propagação no meio estruturalmente mais complexo e por vezes mal conhecido, a crosta, e por estarem sob a influência dos efeitos de campo próximo, a sua análise está exposta a maiores incertezas. Por outro lado, o estudo da fonte através destes dados requer uma boa cobertura azimutal que raramente existe; só de um reduzido número de zonas de países ricos, como Califórnia ou Japão, é possível conseguir as boas cobertura azimutais exigidas. Daí que nos estudos de fonte sísmica que utilizam formas de onda em campo próximo estes dados sejam frequentemente utilizados segundo metodologias que dispensem o conhecimento da estrutura, como nas funções empíricas de Green (e.g. Venkataraman et al., 2000; Braumont e Courboux, 2002), ou em técnicas onde concorrem vários tipos de dados e por isso a sua influência pode ser maior ou menor mas não é exclusiva (e.g. Sato et al, 1996; Yagi e Kikuchi, 2000; Yagi et al., 2004). Na metodologia que apresentamos este tipo de registos não foi usado por não ter sido possível obtê-los. Porém, planeamos a sua inclusão muito em breve, mas já fora deste trabalho.

3.1.2 Registos geodésicos

As medidas de deformação superficial obtidas a partir de tecnologias baseadas em satélite constituem hoje a principal fonte de dados geodésicos utilizados em sísmologia para o estudo da fonte sísmica. As tecnologias que estão na base desse

conhecimento são redes fixas de receptores satélite (GPS) e interferometria diferencial de radar (DInSAR). O sistema GPS (Sistema de Posicionamento Geográfico), desenvolvido para navegação consiste num conjunto de satélites em órbitas diversas, de modo que em qualquer ponto do planeta, haja sempre uma quantidade razoável (>3) de satélites no horizonte. A determinação da posição em qualquer local é feita através de um receptor que, pelo menos tem cobertura de 4 satélites, três para determinar a posição e um quarto para sincronia de relógios. A instalação de receptores em modo estático permite medições precisas que podem ser usadas em geodesia. Para isso constituíram-se redes constituídas por receptores de GPS instalados num conjunto de posições fixas entre as quais se podem determinar posições relativas com grande precisão e assim obter a deformação. Através dessa técnica conseguem-se medir as deformações induzidas por sismos com grande precisão, especialmente as componentes horizontais (Hernandez *et al.*, 1999).

A técnica geodésica DInSAR (Differential Radar Interferometry) consiste em calcular o campo de deformação de determinada região a partir de duas imagens de satélite-radar (Satellite Aperture Radar) dessa região obtidas sensivelmente na mesma posição mas em momentos diferentes. Quando um satélite-radar capta uma imagem, cada pixel da imagem, que corresponde a uma pequena zona da superfície terrestre é caracterizado por uma amplitude e uma fase. A distribuição das amplitudes pela superfície define, na banda espectral do radar (5.3GHz), uma imagem que dá uma ideia do relevo e da natureza do terreno da região. A distribuição, na mesma superfície, da diferença entre as fases de cada pixel, define um interferograma que é uma figura composta por franjas relacionáveis com as deformações co-sísmicas. Os interferogramas fornecem o campo de deformação ocorrido entre as duas imagens na direcção solo-satélite com uma precisão um pouco menor que a obtida por GPS (entre 1 e 2cm) (Pathier *et al.*, 2003), mas com uma resolução temporal péssima. Muitas vezes são construídos interferogramas com imagens captadas com um ano de intervalo (e.g. Hernandez *et al.*, 1997). Através dos interferogramas de regiões onde houve um sismo entre as duas imagens que o definem é possível estimar o campo de deformação co-sísmica mas com algum grau de incerteza. O interferograma reproduz a deformação total ocorrida no período entre imagens, constituída pela sobreposição de deformações de vários períodos: pre-sísmica; co-sísmica; post-sísmica. Para obter só a deformação co-sísmica há que deduzir ao interferograma total as outras con-

tribuições que precisam de ser calculadas por qualquer outro processo.

3.2 Os métodos

O cálculo dos parâmetros que definem a fonte pode fazer-se por uma multiplicidade de métodos independentes. Nos parágrafos seguintes serão apresentados os usados nas aplicações apresentadas nos Capítulos 5 e 6 deste trabalho.

3.2.1 Mecanismos focal pela Polaridade da primeira chegada

O estudo da fonte sísmica começa invariavelmente pela caracterização primária que consiste na localização e determinação da magnitude. Esta primeira avaliação é feita por rotina e automaticamente por um conjunto de instituições a nível mundial (e.g. NEIC/USGS; EIC; Orfeus). Depois desse primeiro contacto com o evento, a fase seguinte desenvolve-se no sentido de conhecer o mecanismo. Admitindo que é uma fonte tectónica comum que resultou do deslizamento entre as duas faces de uma falha, a representação do mecanismo faz-se simplesmente pelos três parâmetros angulares descritos na Figura 2.2, azimute, inclinação e deslizamento (ϕ, δ, λ). O método mais expedito para calcular os parâmetros do mecanismo é o que interpreta os dados em função da manifestação que mais directamente se relaciona com o próprio mecanismo, que é o padrão da radiação (Fig. 3.2). A distribuição dos sentidos das primeiras chegadas das ondas P a um conjunto de estações distribuídas à volta da fonte define o padrão da radiação. A sua análise permite identificar dois planos nodais perpendiculares entre si: um que corresponde ao verdadeiro plano de ruptura e o outro, o chamado plano auxiliar (e.g. Udias, 1999; Borges, 2003). Os dois planos nodais são indistintamente explicados pelo mesmo padrão da radiação, que não permite a distinção entre o verdadeiro plano e o auxiliar. Pode-se tentar levantar esta ambiguidade por outros métodos, nomeadamente a directividade se a fonte for suficientemente extensa para que se possa detectar, porém há situações particulares onde permanece sempre a dúvida (Bezzeghoud et. al., 2004).

A determinação dos mecanismos focais a partir das polaridades da primeira chegada começou a ser feita, pouco tempo depois do desenvolvimento da teoria da radiação sísmica por Nakano (1923), através de métodos gráficos dos quais o

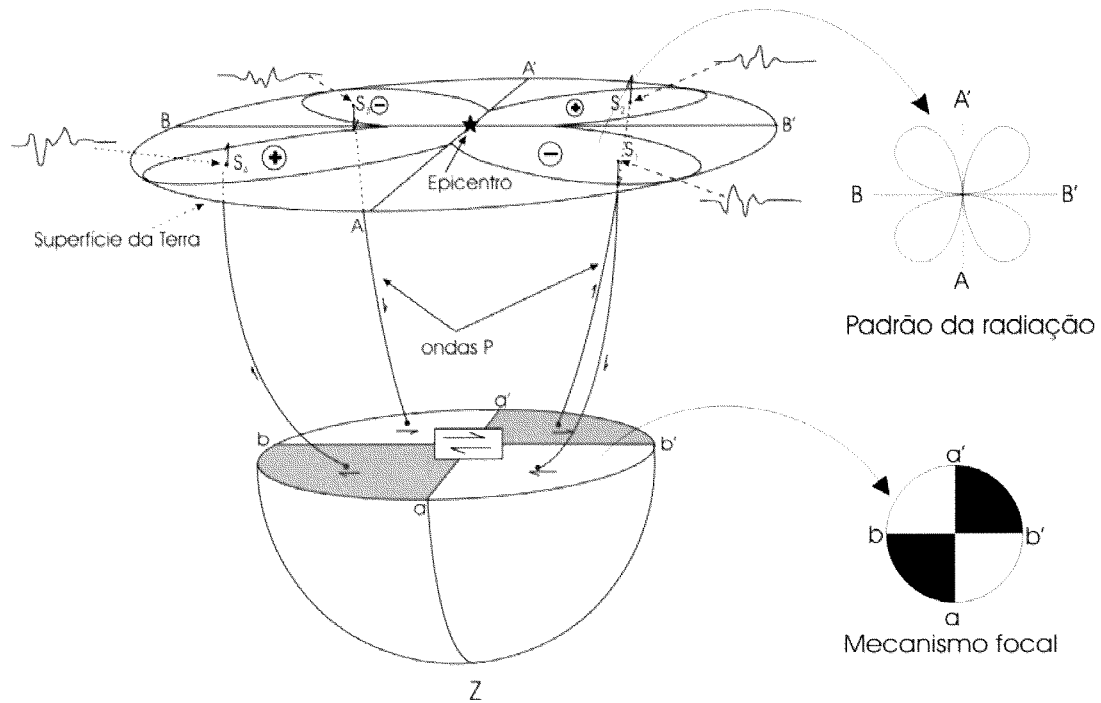
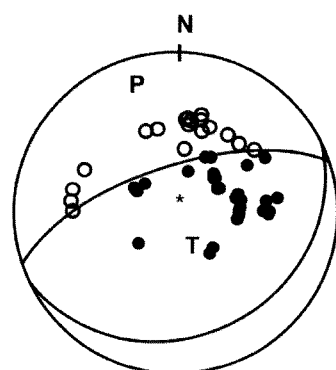


Figura 3.2: Esquematização do hemisfério inferior da esfera focal relativa a uma fonte pontual tipo duplo par de forças. De acordo com o modelo, as ondas P que daí procedem atingem a superfície terrestre num estado de vibração (polaridade da primeira chegada) que depende do ponto de emergência. Na figura estão representados quatro estações (S_1 , S_2 , S_3 , S_4) e os respectivos registos, cujo lugar geométrico das polaridades da primeira chegada definem o padrão da radiação projectado na superfície. As regiões de compressão são assinaladas com (+) e as de dilatação com (-). À direita estão representados o padrão da radiação e o mecanismo focal, onde os planos nodais do padrão da radiação (AA') e (BB') correspondem aos planos auxiliar e de falha (aa') e (bb') no mecanismo.

mais conhecido é o de Byrely introduzido em 1928 (Udias, 1999). Com a chegada do computador à sismologia, na década 1960, começaram logo a ser criados métodos numéricos para o cálculo dos mecanismos (e.g. Kasahara, 1963) que se generalizaram à medida que foram sendo aperfeiçoados. É nessa linha que está o método de Brillinger et al. (1980) utilizado neste trabalho. É um método centrado na definição de uma função que quantifica a probabilidade de determinado mecanismo χ produzir, nos pontos de observação considerados, uma leitura de polaridades como a que foi feita. A contribuição de cada estação no apuramento do valor total da probabilidade associada a determinado mecanismo χ depende da sua localização na esfera focal. As estações que estão mais perto dos planos nodais, e por isso apresentam polaridades mais difíceis de identificar, contribuem para o apuramento da probabilidade com um valor inferior àquelas outras que se situam afastadas dos planos nodais. Estabelecida essa função probabilidade, o método consiste em procurar o mecanismo que, face às polaridades medidas nas estações e às posições das estações na esfera focal, maximize a tal função. No fundo o método consiste em encontrar o extremo da função probabilidade que, para dada situação experimental concreta, depende dos três parâmetros que definem um dos planos nodais. Nos mecanismos calculados por este método foi utilizado o programa MECSTA, código implementado por Udias e Buforn (1988). A Figura 3.3 representa uma solução obtida por este método de polaridades através do algoritmo MECSTA, numa situação onde foram usadas 58 polaridades bem distribuídas azimutalmente. Conforme se pode ver na figura, apesar da solução obtida explicar todas as polaridades observadas (SCORE=1.00), um dos planos, o plano A, não está bem constrangido.

Os métodos como o MECSTA funcionam bem enquanto aplicados a fontes de pequenas dimensões quando o deslizamento entre blocos se orienta na mesma direcção por toda a extensão da ruptura. Quando aplicados a fontes extensas, corre-se o risco da solução não ser representativa de toda a ruptura. Isto passa-se, por exemplo, em rupturas sobre falhas geometricamente irregulares como nos casos do sismo Hector Mine (Califórnia) de 1999 (Peltzer *et al.*, 2001) ou no de Boumerdes (Argélia) de 2003 (Bezzeghoud et al., 2004) em que o mecanismo apresenta variabilidade ao longo da extensão da ruptura. Nessas situações a fonte só pode ser satisfatoriamente caracterizada através de métodos que analisem amostras extensas da forma de onda.

Argélia_réplica Mw=5.8
Data: 2003/05/27



	COPLUNGE	TREND		
T:	21.46	166.46		
P:	68.72	338.78		
	STRIKE	DIP	SLIP	
A:	63.87	23.83	96.47	
B:	250.94	66.33	87.15	
	N= 58	SCORE= 1.00		

Figura 3.3: Solução do plano de falha da réplica principal do sismo de Boumerdes (Argélia) de 2003, obtido pelo algoritmo MECSTA a partir das polaridades da primeira chegada de 58 estações a distâncias tele-sísmicas e regionais. A representação corresponde à projecção no plano equatorial do hemisfério inferior da esfera focal; os círculos representam as posições dos pontos de observação na esfera focal, os pretos representam zonas de compressão e os brancos de dilatação. A solução obtida, cujos parâmetros (ϕ, δ, λ) estão indicados, é coerente com todas as observações (SCORE=1)

3.2.2 Análise espectral da forma de onda

Passando para o domínio da frequência a equação que descreve o deslocamento elástico produzido num ponto devido a uma ruptura representada pelo modelo de Haskell (eq. 2.13), a amplitude do deslocamento nesse domínio, $\mathbf{u}^C(\omega)$, ou amplitude espectral, vem dada por, (Kanamori e Anderson, 1975)

$$|\mathbf{u}^C(\omega)| = \frac{1}{4\pi\rho c^3} \frac{1}{x_0} R^C M_0 \left| \frac{\sin \frac{\omega \tilde{T}_0}{2}}{\frac{\omega \tilde{T}_0}{2}} \right| \left| \frac{\sin \frac{\omega \tau}{2}}{\frac{\omega \tau}{2}} \right|. \quad (3.1)$$

De acordo com o modelo 3.1, o espectro de frequências das ondas de volume distribui-se, em escala logarítmica, segundo o diagrama da Figura 3.4. Na faixa de frequências $0 < f < f_c$ a amplitude espectral é constante, a partir da frequência de esquina f_c , observa-se o decaimento da amplitude. Ainda de acordo com 3.1, a amplitude espectral está envolvida pela assíptota

$$y(\omega) = \frac{1}{4\pi\rho c^3} \frac{1}{x_0} R^C M_0 \frac{4}{\tilde{T}_0 \tau \omega^2}. \quad (3.2)$$

O máximo da amplitude espectral ocorre no regime de baixas frequências e tem valor dado por,

$$|\mathbf{u}^C(\omega \rightarrow 0)| = \Omega_0 = \frac{1}{4\pi\rho c^3} \frac{1}{x_0} R^C M_0 \quad (3.3)$$

Comparando estas duas expressões tira-se que no ponto de mudança de regime de frequência ($f = f_c$), $\frac{4}{\tau \tilde{T}_0 \omega_c^2} = 1$ cujo valor é, atendendo a que $\omega_c = 2\pi f_c$,

$$f_c = \frac{1}{\pi \sqrt{\tilde{T}_0 \tau}}. \quad (3.4)$$

em que \tilde{T}_0 é dado pela equação 2.12 e τ é o tempo característico de cada ponto da ruptura visto em §2.3.2.

Segundo o modelo espectral apresentado, nos diagramas bi-logarítmicos de distribuição da amplitude espectral das ondas de volume (Fig. 3.4) podem ler-se duas quantidades com equivalência em parâmetros da ruptura. São a amplitude espectral no patamar das baixas frequências, Ω_0 e a frequência de esquina f_c . A amplitude espectral relaciona-se com o momento sísmico escalar M_0 (Eq. 3.3) e consequente-

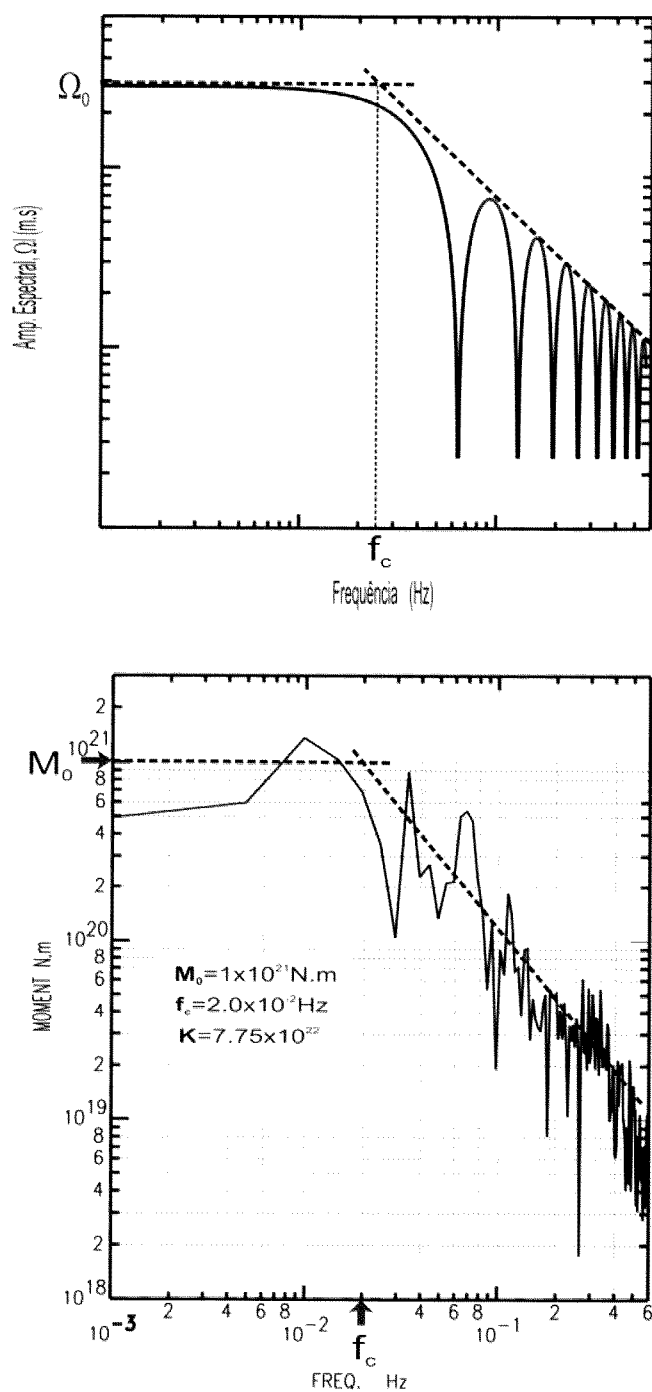


Figura 3.4: Distribuição de amplitudes espectrais de ondas de volume. Em cima inferida directamente do modelo de Haskell (equação 3.1); em baixo direita a amplitude espectral foi transformada em unidades de momento e corresponde ao registo real da ondas P na estação RCBR da rede IU instalada no Brasil, referente ao sismo do Peru de 23 de Junho de 2001.

mente com a magnitude de momento, M_w , através da fórmula de Kanamori (1977),

$$M_w = \frac{2}{3} \log_{10} M_0 - 6.0$$

em que M_0 é medido em N.m. Na determinação do momento sísmico escalar por este método é necessário fazer alguns ajustes na parametrização da equação 3.3 por forma a compatibilizá-la com um modelo de Terra mais conveniente que o modelo elástico considerado. São ajustes que tem a ver com a dispersão geométrica, com o efeito da superfície livre e com a atenuação inelástica, que não foram considerados em 3.3. Assim, introduzindo esses ajustes em 3.3, o momento sísmico vem dado por,

$$M_0 = \frac{4\pi\rho c^3 R_0}{g(\Delta)C^{SL}R^C} \frac{\Omega_0}{Q} \quad (3.5)$$

em que R_0 é o raio da terra, $g(\Delta)$ é o factor de dispersão geométrica dado por 2.9, C^{SL} é a correcção da superfície livre e Q é o factor de correcção da atenuação inelástica. Em Bezzeghoud et al. (1989) é apresentada uma descrição mais completa do assunto, incluindo pormenores sobre o cálculo de cada um destes parâmetros.

A frequência de esquina é relacionável com a dimensão da fonte (equações 3.4 e 2.12). Têm sido propostas variadas relações empíricas que estimam o tamanho da fonte em função da frequência de esquina. Udias (1999) apresenta,

$$\begin{aligned} (LW)^{1/2} &= \frac{1.7\alpha}{2\pi f_c^P} \\ (LW)^{1/2} &= \frac{3.8\beta}{2\pi f_c^S} \end{aligned} \quad (3.6)$$

entre a área da falha e a frequência de esquina de ondas P e ondas S. Estas equações, que decorrem do modelo de Haskell, produzem as melhores estimativas para eventos de grandes dimensões, quando o comprimento da falha seja bastante maior que a largura da crosta. Para situações onde isso não se verifica, isto é, para eventos de pequena e média dimensão, o modelo de Brune (1970) responde melhor, devendo as estimativas da dimensão da fonte serem obtidas por (Hanks e Wyss, 1972),

$$r = \frac{2.34\alpha}{2\pi f_c^P} = \frac{2.34\beta}{2\pi f_c^S} \quad (3.7)$$

onde r é o raio da fonte circular; e f_c^P e f_c^S são as frequências de esquina dos

diagramas espectrais das ondas P e S.

Heaton (1990) mostra que o tempo característico τ e a duração da ruptura, T_0 se relacionam por $\tau \simeq T_0/10$. Com esta relação, e considerando que as medidas do tempo de ruptura feito nas estações, é aproximadamente igual ao tempo de ruptura, $T_0 \simeq \tilde{T}_0$ (para estações perpendiculares à direcção da ruptura $T_0 = \tilde{T}_0$), a frequência de esquina relaciona-se com a duração da ruptura por

$$f_c \simeq \frac{1}{T_0}. \quad (3.8)$$

Como refere Beresnev (2001), o método espectral, embora sendo um meio simples para estimar a dimensão espacial, temporal e momento sísmico, não é muito preciso. A análise da distribuição da amplitude espectral dos registos de velocidade das ondas de volume, mostra o predomínio das frequências abaixo da frequência de esquina e o decaimento na razão de $1/\omega^2$ (Eq. 3.2) a partir dessa frequência. O nível de detalhe possível de obter com a radiação predominante ($f < f_c$) é da ordem de grandeza $l = c/f_c$, ou, de acordo com 3.8, vem,

$$l \simeq \frac{c}{v_r} L,$$

como $c > v_r$, temos que $l > L$. Daí que a parte da radiação sísmica até à frequência de esquina não parece poder constituir o melhor recurso para obter estimativas dos detalhes da fonte; o seu conteúdo informativo não o permite fazer de forma conveniente. A informação que se procura está nas frequências mais altas e menos abundantes. Quando se planificam os filtros a usar na preparação dos dados para estudos da fonte por análise da forma de onda deve levar-se isto em consideração.

3.2.3 Directividade

Um sinal característico das fontes sísmicas extensas são os efeitos directivos, assim chamados por surgirem em consequência da expansão da ruptura se dar em direcções preferenciais. Esses efeitos manifestam-se por diferenças no ritmo de chegada das fases a um conjunto de estações distribuídas à volta da fonte. Foi um tema especialmente tratado neste trabalho onde foi desenvolvido um método e escrito o respectivo algoritmo que permite, através de uma análise baseada no efeito Doppler, determi-

nar as direcções de ruptura e calcular a sua velocidade. O Capítulo 4 é destinado exclusivamente à apresentação do método.

3.2.4 Funções empíricas de Green

O cálculo das funções de Green em meios elásticos estratificados (e.g. Helemberger, 1974; Bouchon, 1981; Luco e Aspel, 1983; Hisada, 1995; Chen e Zhang, 2001), pata-mar fundamental para a modelação da forma de onda via teorema da representação, constitui um problema que envolve dificuldades a nível dos métodos de cálculo e principalmente no conhecimento realista do meio.

Para obviar tais dificuldades, Hartzell (1978) propôs a utilização de um pequeno sismo com determinadas características, para modelar a propagação de um grande sismo. A ideia base consiste em considerar os deslocamentos elásticos produzidos pelo pequeno evento, como sendo a resposta do meio a uma fonte elementar. Se essa fonte elementar tiver ocorrido nas proximidades do grande sismo e com mecanismo semelhante ao dele, então os registos dos deslocamentos por ela produzidos podem ser considerados como se fossem as funções de Green. Nesse sentido chama-se a estes sismogramas de Funções Empíricas de Green (FEG).

Considerando o deslocamento $u_j(t)$ produzido pelo grande sismo em determinado ponto como sendo a da resposta do meio, $G_j(t)$, a determinada acção ocorrida na fonte e representada por uma função escalar $f(t)$, isto é,

$$u_j(t) = f(t) * G_j(t), \quad (3.9)$$

em que $G_j(t)$ reúne todos os elementos que concorrem para a modificação do sinal sísmico pelo meio, entre a fonte e o ponto j, tais como estruturas atravessadas pela radiação, padrão da radiação, atenuação e efeito da superfície livre.

Da mesma forma, o deslocamento produzido no ponto j pelo pequeno sismo $u'_j(t)$, ocorrido com mecanismo semelhante e no mesmo local, representa-se por,

$$u'_j(t) = f'(t) * G_j(t).$$

A função da fonte $f(t)$ é instantânea quanto comparada com a equivalente função

fonte do sismo principal, por isso a equação anterior pode exprimir-se por,

$$u'(t) \approx \delta(t - \tau) * G(t).$$

Como a convolução de qualquer função com a função delta não muda a função,

$$u'(t) = G(t). \quad (3.10)$$

Comparando 3.9 e 3.10, tem-se que a função da fonte, $f(t)$, pode ser obtida pela desconvolução de $u_j'(t)$ de $u_j(t)$. A determinação da função da fonte por este método requer que para cada estação se disponha do par de sismogramas: do sismo principal e do pequeno sismo.

No contexto em que o método se aplica (fonte extensa) os efeitos directivos estão presentes, com principal incidência no sismo maior, provocando desvios espectrais nas formas de onda em função das posições das estações de registo. Esse efeito reflecte-se nos resultados, fazendo que as funções temporais obtidas com registos diferentes se apresentem diferentes, nomeadamente na duração, são as Funções Temporais Relativas da Fonte (FTRF). A determinação das FTRF por este método requer que entre o sismo principal e o pequeno sismo haja, pelo menos, a diferença de uma unidade na magnitude dos eventos, pois só assim o sismo auxiliar poderá ser considerado pontual em relação ao outro. A aplicação do método exige ainda bons níveis de sinal/ruído nos registos dos dois eventos. Estes requisitos limitam a faixa de aplicação do método a eventos de grandes e médias dimensões, situações onde é mais frequente encontrar alguns pares de sismogramas a cumprir as condições impostas.

Embora o método seja bastante simples do ponto de vista conceptual e envolver só uma operação fundamental, a desconvolução, que pode facilmente ser executada no domínio da frequência através da divisão espectral do registo do sismo maior pelo auxiliar, o processo apresenta-se frequentemente instável. Por essa razão são preferíveis as desconvoluções no domínio do tempo, mais estáveis mas mais exigentes do ponto de vista do cálculo. Nesse sentido Borges (2003) desenvolveu uma técnica para o fazer através do método da inversa generalizada, escrevendo para um código que denominou FEG_INV. Foi esse o programa utilizado nas desconvoluções efectuadas.

3.2.5 Inversão da forma de onda

A inversão da forma de onda para o estudo da fonte sísmica constitui hoje uma classe de técnicas que permitem reconstituir a cinemática da ruptura a partir de sismogramas registados em estações distribuídas à volta do epicentro. Para Tarantola (1987), o método de estudo de qualquer sistema físico, quer ele seja uma partícula quântica, uma galáxia ou a Terra, desenvolve-se segundo a seguinte sequência metodológica proposta pela teoria da inversão discreta: *problema directo/parametrização do sistema; problema inverso*. Na situação em análise, o *problema directo* consiste num módulo operacional onde são calculados os sismogramas sintéticos relativos ao conjunto de pontos de observação (estações) considerados, mediante determinada parametrização da fonte. O *problema inverso*, coordenado por um critério obtido de uma função (função custo), compara os sismogramas sintéticos produzidos com os correspondentes registados nas estações, quantifica a comparação e em conformidade com ela atribui valores aos parâmetros do modelo mediante o cumprimento de dois conjuntos de regras: a) produzir sintéticos o mais justapostos possível aos observados; b) as soluções respeitarem os constrangimentos impostos. Dada a complexidade do sistema envolvido, tanto o problema directo quanto o inverso requerem resolução numérica, daí que historicamente estas técnicas só se tenham estabelecido como métodos operacionais por volta dos anos 70, após um período de gestação a seguir à introdução do computador no domínio da sismologia, e da disponibilização de dados pela rede mundial (Dechamps *et al.*, 1980).

O Problema directo e parametrização do modelo Os primeiros esboços do que viriam a ser os métodos de inversão da forma de onda para a caracterização espaço-temporal da ruptura sísmica encontram-se em estudos teóricos sobre modelação como os de Helmberger, 1974 ou Hartzell *et al.*, 1978 ou em aplicações a situações reais como os trabalhos de Langston (1978); Heaton e Helmberger (1979); Heaton (1982) sobre o sismo de San Fernando de 1971 ou Hartzell e Helmberger (1982) sobre o sismo de Imperial Valley de 1979. Essas primeiras aplicações consistiram em modelar ondas de volume para estações nas proximidades da fonte, movimentos fortes, (Heaton e Helmberger, 1979; Hartzell e Helmberger, 1982; Heaton, 1982) ou para estações a distâncias telesísmicas (Langston, 1978; Heaton, 1982) e comparar visualmente com as correspondentes formas de onda registadas. O pro-

cedimento era repetido mediante várias parametrizações da fonte até ser encontrada uma que produzisse boas comparações. E assim era encontrada a descrição da ruptura.

O modelo de fonte sísmica considerado nesses trabalhos representa a ruptura sobre uma superfície plana e rectangular (plano de falha), orientada segundo geometria previamente conhecida, habitualmente deduzida do mecanismo focal das primeiras chegadas. A Falha é dividida num conjunto de N sub-falhas ($j = 1, 2..N$) definidas por uma malha regular rectangular que cobre toda a superfície. Cada uma das sub-falhas constitui uma fonte pontual que a partir de determinado instante τ_j desliza (rompe), de acordo com uma função temporal $D(t)$, numa direcção definida. O primeiro deslizamento acontece na sub-falha que contém o hipocentro, transmitindo-se posteriormente às sub-falhas vizinhas segundo um critério de propagação que pode ser definido simplesmente por uma velocidade de ruptura uniforme em todas as direcções o que dá uma frente de ruptura circular ou, segundo qualquer outro critério a definir. O modelo de ruptura apresentado pressupõe que cada uma das sub-falhas liberte num só intervalo toda a energia, não voltando a romper. Esta configuração é denominada por modelo de janela simples em oposição a uma outra variante – modelo de janelas múltiplas – apresentada por Olson e Aspel (1982) que permite a cada sub-falha romper em intervalos diferentes. A diferença entre os dois modelos está na forma de representar a propagação da ruptura (ver Fig. 3.5). A versão de janelas múltiplas, mercê da possibilidade de cada elemento romper mais do que uma vez, permite simular efeitos como variações locais na velocidade de ruptura ou variações do tempo de deslizamento de cada sub-falha. Porém, essa flexibilidade tem um custo: o número de parâmetros a estimar é aumentado de um factor multiplicativo igual ao número de janelas introduzidas. Brian e Beroza (1994a) fazem uma descrição detalhada dos dois modelos de ruptura através de um estudo comparativo. No essencial estes modelos são os que continuam a ser considerados nos mais recentes trabalhos de inversão da forma de onda (e.g. Ichinose et al., 2003; Yagi et al., 2004; Vallée e Bouchon, 2004).

A parametrização dos modelos de ruptura para o cálculo dos sismogramas sintéticos compreende a caracterização de: a) dimensão, geometria e posição da falha e das sub-falhas; b) propagação da ruptura; c) direcção do deslizamento de cada uma das sub-falhas; d) função temporal da fonte. O sismograma sintético em cada

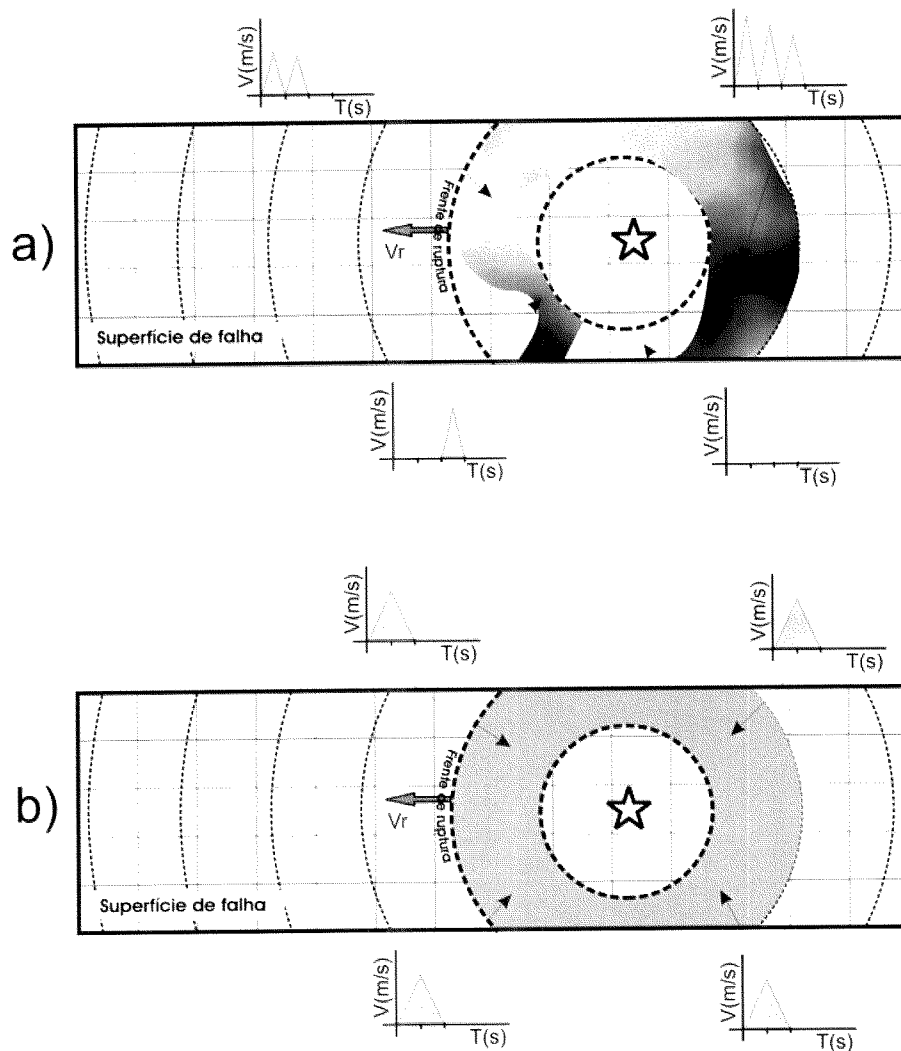


Figura 3.5: Esquemática de um excerto de ruptura, no intervalo $\tau_1 < \tau < \tau_2$, segundo dois modelos: a) janelas múltiplas; b) janela simples. No modelo de janelas múltiplas a velocidade de ruptura, v_r , representa a máxima velocidade permitida à frente de ruptura. Qualquer sub-falha só pode iniciar o seu processo de ruptura após a chegada desta frente rápida. A partir do instante em que pode romper, a sub-falha distõe de um certo número de janelas temporais (neste caso 3) para o fazer. Se não iniciar logo na primeira janela, o que lhe é permitido, a frente de ruptura nessa zona fica atrasada em relação às que começaram a romper com a chegada da frente de ruptura. A duração de cada janela temporal corresponde à largura de cada triângulo na função temporal de fonte; a área dos triângulos (momento) relacionam-se com a amplitude do deslizamento do bloco em cada janela temporal. No modelo de janela simples, esquema b), com a chegada da frente de onda todas as sub-falhas rompem no mesmo intervalo de uma só vez; este modelo não prevê atrasos.

estação, $u_i(t)$, é obtido pela soma dos sismogramas elementares produzidos por cada uma das N_e fontes pontuais segundo a equação,

$$\begin{aligned} u_i(t) &= \sum_{j=1}^{N_e} m_{ij} G_{ij}(t) * \dot{D}_j \\ &= \sum_{j=1}^{N_e} \omega_{ij}(t) \end{aligned} \tag{3.11}$$

em que os índices i e j representam, respectivamente, a posição do receptor e de cada uma das fontes pontuais; $G_{ij}(t)$ é a resposta do meio a um impulso unitário (função de Green) na direcção definida pelo tensor momento sísmico m_{ij} ; $\dot{D}_j(t)$ é a função temporal da fonte de amplitude unitária; o símbolo $*$ significa convolução. Para que a soma possa ser feita os N_e sismogramas elementares têm que estar representados no mesmo referencial temporal, pois a soma faz-se instante a instante. Como as fontes pontuais têm origens diferentes, há que proceder aos respectivos ajustes, que se conseguem a partir do modelo de ruptura definido. Os sismogramas elementares, representados em 3.11, regra geral, são obtidos numericamente via teorema da representação; a Figura 3.6 esquematiza o processo.

Outro modelo de fonte que foi considerado neste trabalho é o modelo de subeventos, já atrás referido (§ 2.2.3). É um modelo que descreve a ruptura como uma distribuição dispersa de asperezas sobre um plano de falha, que rompem sequencialmente mediante uma lei de propagação. O sismograma sintético, à semelhança do que foi visto para o modelo da distribuição regular de deslizamentos, é obtido pela soma dos sismogramas elementares de cada subevento, só que em número mais reduzido.

A principal dificuldade no cálculo dos sismogramas sintéticos está na obtenção das funções de Green. Aproximações analíticas como a representada pela equação 2.6 podem ser tentadas e por vezes são-no através da teoria generalizada do raio sísmico (e.g. Heaton e Helmberger, 1979 ou Heaton, 1982), contudo só são aceitavelmente exequíveis para modelos de velocidade simplificados. Com tais simplificações ficam por considerar importantes interações da radiação com a estrutura e como tal os resultados nem sempre são satisfatórios. Os melhores resultados conseguem-se a partir de estruturas com estratificação pormenorizada. No método de cálculo

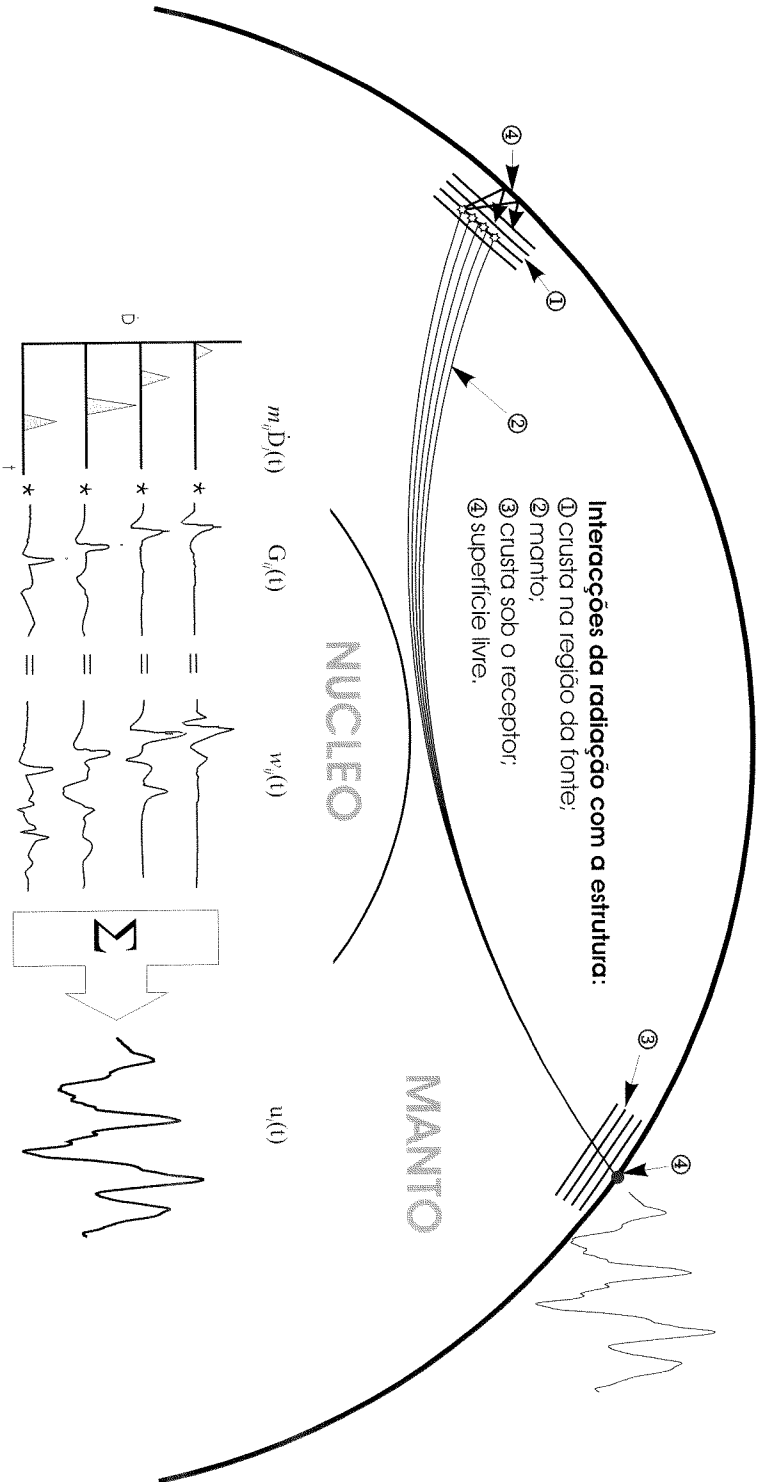


Figura 3.6: Formação do sismograma com origem numa fonte extensa e registrado numa estação a distância telesísmica, com indicação dos elementos que se combinam. Na fonte, a distribuição espaço-temporal de deslizamentos é representada pela combinação das funções temporais da fonte com o tensor momento sísmico. Na estrutura, as interações são representadas pelas funções de Green que contêm os efeitos das reflexões, da atenuação inelástica e da superfície livre, em todo o percurso da radiação. Na estação, a resposta do instrumento funciona como um filtro.

das funções de Green para produção de sismogramas próximos da fonte ($<200\text{km}$), movimentos fortes, devem ser abrangidos tanto os efeitos de campo próximo como os de campo longínquo; nessas circunstâncias o método de cálculo mais utilizado é o método de integração dos números de onda discretos, numa das suas versões: Wang e Herrmann (1980); Bouchon (1981); Olson et al. (1984). Para a obtenção de sismogramas de ondas de volume a distâncias telesísmicas ($30^\circ < \Delta < 90^\circ$), onde os efeitos de campo próximo não se fazem sentir e onde o raio sísmico chega após um percurso como o representado na Figura 3.6, as funções de Green devem ser calculadas tendo em consideração as principais interações da radiação com a estrutura: crosta na região da fonte; manto; crosta sob o receptor; superfície livre e atenuação inelástica (Virieux *et al.*, 1994). Para o efeito, quase sempre são usados os métodos que decorrem da teoria generalizada do raio sísmico como o descrito por Helmberger (1974) ou Heaton (1982) ou os que aplicam a matriz propagadora de Haskell como os utilizados por Hartzell e Heaton (1983) ou Kikuchi e Kanamori (1991).

O problema inverso O sistema de equações lineares representado pela equação 3.11, que permite calcular os sismogramas sintéticos nas estações, pode ser traduzido em linguagem matricial através do produto de matrizes,

$$\mathbf{u} = \mathbf{A}\mathbf{m} \quad (3.12)$$

onde \mathbf{m} representa o vector dos parâmetros do modelo a determinar; \mathbf{u} o vector dos dados calculados (sismogramas sintéticos) e \mathbf{A} é uma matriz de dimensão $N \times M$ (número de dados \times número de parâmetros) que traduz as relações teóricas pelas quais se obtém os dados a partir dos parâmetros, é a matriz dos sintéticos. Se a matriz \mathbf{A} fosse quadrada e não singular ($\det \mathbf{A} \neq 0$), as variáveis do sistema poderiam muito simplesmente ser encontradas por inversão da matriz \mathbf{A} , por um método de inversão de matrizes. Porém, no problema concreto em análise, o sistema é sobredeterminado; 3.12 é governado por uma matriz mal condicionada, a matriz \mathbf{A} . Como consequência desse facto o sistema é instável, isto é, uma pequena variação nos dados pode produzir grandes variações nos resultados. A instabilidade é fortemente dilatada com o aumento do número de parâmetros a estimar. A solução para tais problemas é-nos proposta pela teoria da inversão, mediante o estabelecimento de uma função que tem o mínimo absoluto quando os sismogramas sintéti-

cos igualarem os observados, ou, para situações reais, estejam muito perto disso. Sendo $\tilde{\mathbf{u}}$ o vector dos sismogramas registados, o problema fica resolvido quando encontrados os parâmetros do modelo que minimizem uma função que quantifica a dissemelhança entre os sismogramas observados e sintéticos (função custo); se for considerada norma L2, estamos perante um problema tipo mínimos quadrados; se for de norma L1 vem,

$$\|\mathbf{A}\mathbf{m} - \tilde{\mathbf{u}}\| = \textit{mínimo}. \quad (3.13)$$

A procura dos parâmetros \mathbf{m} para que se verifique 3.13 constitui um problema de inversão cuja solução pode ser encontrada por meio de uma variedade de diferentes métodos. A escolha de qual adoptar deve ser ponderada face à capacidade de cada método produzir soluções estáveis para o problema concreto a resolver. Se, por hipótese, se pretendessem estimar todos os parâmetros intervenientes num modelo de ruptura extensa, cair-se-ia numa situação não linear caracterizada pela existência de uma multiplicidade de mínimos locais de 3.13 correspondentes a soluções diferentes. Nessa situação, provavelmente o método mais indicado seria um método aleatório. Por outro lado, se houver capacidade de fixar alguns parâmetros de forma a restringir o número de parâmetros livres a três ou quatro, nessas situações poderia até pensar-se usar um método de procura sistemática que ensaiasse todas as combinações possíveis.

De entre as técnicas de inversão aplicadas nos mais diversos domínios do conhecimento, as que mais frequentemente são usadas para a inversão dos parâmetros da fonte a partir da forma de onda são as da família dos **métodos de inversão local** (e.g. Tarantola, 1987; Menke, 1984). São métodos habitualmente aplicados a sistemas de grandes dimensões linearizados mas cuja função custo (função do tipo 3.13) apresenta vários mínimos locais e por isso são instáveis. Uma parametrização inicial desajustada pode afastar a convergência do mínimo global para um mínimo local e assim produzir más soluções. Quando se utilizam estes métodos é conveniente ensaiar várias parametrizações e comparar resultados; só assim se poderão obter estimativas de confiança. O método dos mínimos quadrados com constrangimentos de positividade "Non Negative Least Squares"(NNLS) de Lawson e Hanson (1974), é o mais utilizado na inversão de onda sísmica para caracterização dos deslizamentos (e.g. Hartzell e Heaton, 1983; Cohee e Beroza, 1994; Hartzell et al., 1994; Wald e Heaton, 1994; Yagi e Kikuchi, 2000; Yagi et al., 2004). A conjugação da grande

quantidade de parâmetros que quase sempre é necessário estimar, com o mau condicionamento da matriz de inversão, impõe que se tenham de introduzir factores de estabilização, os constrangimentos. Habitualmente são escolhidos constrangimentos decorrentes de aspectos físicos e que possam ser equacionados de forma a estabilizarem a inversão, isto é, de forma a melhorar o condicionamento de \mathbf{A} e diminuir o número de mínimos locais de 3.13. Classicamente à inversão dos deslizamentos são aplicados constrangimentos de positividade e suavizações. A positividade é um tipo de constrangimento que proíbe soluções com deslizamentos negativos; os constrangimentos de suavização têm reflexo na suavização de descontinuidades na ruptura em porções contíguas no plano de falha ou em instantes próximos. Proíbem, por exemplo, que subfalhas adjacentes apresentem deslizamentos muito diferentes ou que num instante a ruptura esteja completamente "apagada" e no instante seguinte se encontre em intensa actividade. Existem outros tipos de constrangimentos com capacidade de suprimir as singularidades da matriz dos sintéticos, como a minimização do momento ou filtragem numérica, mas por serem difíceis de justificar sob o ponto de vista físico são pouco utilizados (Hartzell e Heaton, 1983).

Outra família de métodos com alguma utilização na inversão da forma de onda são os ditos **métodos em grelha**. São métodos que se estabelecem mediante o ensaio sistemático de todas as combinações de soluções possíveis para escolha da que minimiza 3.13. A utilização destes métodos está limitada a aplicações onde há um número reduzido de parâmetros a estimar. Borges e Fitas (1994) descrevem um método para determinação dos mecanismos de fontes pontuais, por inversão da forma de onda segundo uma inversão em grelha; Zhu e Helmberger (1996) também utilizam um método de inversão em grelha para determinar o mecanismo e profundidade de uma fonte por inversão da amplitude de algumas fases de ondas superficiais.

Há ainda outra classe de métodos de inversão, denominados **globais e semi globais**, com alguma utilização na inversão da formas de onda. São métodos que tiram partido do crescente aumento do poder de cálculo conseguido para, segundo um esquema de inversão que se baseia em ensaios de configurações aleatórias, obterem a solução de problemas de inversão, habitualmente de modelos não lineares. Os métodos de exploração puramente aleatória do tipo Monte-Carlo permitem explorar rapidamente todo o espaço de soluções e evitam os mínimos locais. Porém, quando usados em espaços de parâmetros extensos produzem soluções múltiplas e

pouco precisas. Para resolver este tipo de problema foram desenvolvidas novas variantes, métodos aleatórios semi dirigidos, que passam a executar a exploração do espaço de soluções de uma forma mais controlada, progressiva e selectivamente vão sendo afinados os espaços de procura, até à convergência. Ihmlé (1996, 1998), faz inversões da forma de onda para distribuição de deslizamentos e da função temporal da fonte através de uma variante destes métodos denominada "simulated annealing". Hernandez et al., 1999 e 2001 obtêm distribuições espaço-temporais de deslizamento de fontes sísmicas através de um cruzamento de dados de movimentos fortes e geodesia, por meio de um método de inversão semi-global, denominado algoritmo genético. Outra variante destes métodos cuja popularidade tem vindo recentemente a crescer é o denominado "Algoritmo Neighbourhood" apresentado por Sambridge (1999a,1999b) (Kennett et al., 2000; Vallee e Bouchon, 2004).

Nas inversões da forma de onda realizadas neste trabalho aplicaram-se dois métodos: a) o método distribuição de subeventos de Kikuchi e Kanamori (1991) e b) um método para distribuição espaço-temporal de deslizamentos, semelhante ao apresentado por Hartzel e Heaton (1983), segundo o código desenvolvido por Kikuchi e Kanamori (2003).

3.2.6 Método de sub-eventos de Kikuchi e Kanamori

O método de Kikuchi Kanamori (1982, 1991), por influência do modelo de "asperidades" e "barrreiras", é orientado no sentido de explicar a ruptura sísmica de fontes extensas por meio de uma sequência de fontes pontuais (sub-eventos), com mecanismos e momentos sísmicos que podem variar, distribuídos sobre o plano de falha. Para isso foi desenvolvida uma técnica de inversão iterativa que permite estimar os parâmetros do modelo a partir de um conjunto de registos telesísmicos de ondas de volume.

A caracterização completa e formal de cada sub-evento envolve o seu posicionamento espaço-temporal e a quantificação da magnitude e mecanismo de cada sub-evento, que é feita pelo tensor momento sísmico \mathbf{M} . Para operacionalizar o cálculo do tensor momento sísmico, este foi decomposto por forma a poder ser representado através de uma combinação linear de seis tensores elementares (Borges, 2003),

$$\mathbf{M} = m_1\hat{\mathbf{M}}_1 + m_2\hat{\mathbf{M}}_2 + m_3\hat{\mathbf{M}}_3 + m_4\hat{\mathbf{M}}_4 + m_5\hat{\mathbf{M}}_5 + m_6\hat{\mathbf{M}}_6$$

em que m_k são os coeficientes da combinação e $\hat{\mathbf{M}}_k$ os tensores elementares correspondentes a 6 mecanismos simples, escolhidos de forma ao tensor momento sísmico ser obtido por,

$$[\mathbf{M}] = \begin{bmatrix} m_2 - m_5 + m_6 & m_1 & m_4 \\ m_1 & -m_2 + m_6 & m_3 \\ m_4 & m_3 & m_5 + m_6 \end{bmatrix} \quad (3.14)$$

A melhor estimativa dos parâmetros (distribuição espaço temporal dos 6 coeficientes m_k de cada sub-evento) é aquela que minimiza a função custo Δ definida por,

$$\Delta = \sum_{i=1}^{N_s} \int [\tilde{u}_i(t) - u_i(t)]^2 dt = \text{mínimo} \quad (3.15)$$

em que N_s é o número de estações, $\tilde{u}_i(t)$ o sismograma registado na estação i e $u_i(t)$ o respectivo sismograma sintético, obtido, via teorema da representação, pela combinação linear,

$$u_i(t) = \sum_{j=1}^{N_e} \sum_{k=1}^6 m_{jk} w_{ijk}(t, \mathbf{p}); \quad (3.16)$$

em que m_{jk} são os coeficientes relativos aos 6 coeficientes k de cada um dos N_e sub-eventos; $w_{ijk}(t, \mathbf{p})$ os sismogramas sintéticos elementares produzidos em cada estação i em consequência dos impulsos produzidos na fonte pela actuação dos tensores 6 unitários $\hat{\mathbf{M}}_k$ de cada sub-evento j coordenado por uma função temporal triangular de duração τ e amplitude unitária, $\dot{D}(t)$; \mathbf{p} representa colectivamente a posição e o instante de origem de cada sub-evento; os sismogramas sintéticos elementares são obtidos por,

$$w_{ijk}(t) = G_{ijk} * \dot{D}(t) \quad (3.17)$$

com G_{ijk} as funções de Green do meio (incluindo atenuação inelástica, efeito da superfície livre e padrão da radiação)

A fundamentação teórica deste método de inversão decorre da substituição de 3.16 em 3.15 e aplicação da condição de mínimo,

$$\frac{\partial \Delta}{\partial m_{jk}} = 0 \quad (j = 1, \dots, N_e; k = 1, \dots, 6).$$

O resultado dessa operação devolve duas equações sobre as quais se edifica o algoritmo de cálculo (ver Kikuchi e Kanamori, 1991). As equações são a função de correlação entre os sismogramas sintéticos e observados,

$$\Psi_{\mathbf{M}}(\mathbf{p}) = \frac{\sum_n^{N_b} \sum_m^{N_b} R_{nm}^{-1} \Gamma_m \Gamma_n}{R_x} = \textit{máximo} \quad (3.18)$$

em que N_b é o número de tensores elementares ($6 \times N_e$), sendo os coeficientes correspondentes dados por,

$$m_n = \sum_m R_{nm}^{-1} \Gamma_m \quad (3.19)$$

em que as quantidades R_{nm}^{-1} ; Γ_m e R_x são determinadas a partir dos sismogramas observados e dos sismogramas elementares através de,

$$\begin{aligned} R_{nm} &= \sum_{i=1}^{N_s} \int [w_{in}(t, \mathbf{p}) w_{im}(t, \mathbf{p})]^2 dt \\ \Gamma_n &= \sum_{i=1}^{N_s} \int [w_{in}(t, \mathbf{p}) \tilde{u}_i(t)] dt \\ R_x &= \sum_{i=1}^{N_s} \int [\tilde{u}_i(t)]^2 dt \end{aligned}$$

A função de correlação 3.18 está normalizada e foi definida para depender apenas da posição \mathbf{p} dos sub-eventos. Essa característica dá-lhe aptidão para funcionar como critério de pesquisa da posição e origem temporal dos sub-eventos. A equação 3.19 permite determinar os coeficientes que definem o tensor do momento sísmico (por 3.14) desde que conhecida a posição dos sub-eventos.

A estimativa dos parâmetros por este método pressupõe que se cumpram os seguintes requisitos:

1. fornecer algumas parametrizações da fonte, como: número de sub-eventos; velocidade máxima de ruptura permitida; mecanismo a priori; definição de malha rectangular que representa o plano da falha, com origem coincidente com o hipocentro do sismo, em que os nós constituem as posições candidatas aos sub-eventos;

2. que se possua um conjunto de formas de onda (P e SH), desconvoluídas do instrumento, relativas a um conjunto de estações distribuídas à volta da fonte a distâncias telessísmicas;
3. que haja capacidade para calcular os sismogramas w_{ij} relativos aos seis tensores elementares, de todos os nós do plano de falha e para todas as estações envolvidas no processo;

O algoritmo de inversão A operacionalização do método descrito foi organizada mediante um processo iterativo que calcula os parâmetros de um sub-evento em cada ciclo, começando, em geral, pelo sub-evento de maiores dimensões. O primeiro ciclo começa pelo cálculo, em grelha, do valor de $\Psi_{\mathbf{M}}(\mathbf{p})$ referente ao sub-evento em estudo (não é necessariamente o primeiro sub-evento da ruptura); nesses cálculos é considerado o mecanismo a priori. A posição e tempo de origem correspondentes ao valor máximo encontrado constituem as coordenadas do sub-evento. Em seguida são calculados, por 3.19, os coeficientes do momento do evento. Neste ponto está concluído o primeiro ciclo iterativo e com ele conhecidos todos os parâmetros que caracterizam o sub-evento. O passo seguinte consiste em extrair dos sismogramas observados a contribuição da radiação do sub-evento já determinado. Para isso, por 3.16 calcula-se para cada estação o sintético relativo ao sub-evento já determinado e extrai-se a sua contribuição dos registos observados,

$$\tilde{r}_i^1 = \tilde{u}_i - \sum_{n=1}^6 m_n w_{in}(t, \mathbf{p}).$$

A partir daqui, entra-se no 2º ciclo onde se vão determinar os parâmetros de outro sub-evento. O processo é o mesmo que utilizado para o primeiro evento só que agora as equações são aplicadas ao resíduo $\tilde{r}_i^1(t)$ em vez de o serem aos sismogramas $\tilde{u}_i(t)$. O processo repete-se até se esgotarem os sub-eventos.

Este método de minimização, tal como foi apresentado não garante que a configuração de parâmetros obtida corresponda ao mínimo global de 3.15. Em consequência disso verificam-se algumas falhas que podem ser corrigidas mediante a imposição de constrangimentos que limitam o espectro de combinações permitidas e mediante a aplicação de operações adicionais que fazem o ajuste dos parâmetros obtidos. Uma

in correcção que se verifica com frequência, se não forem impostas restrições, é a grande variabilidade do mecanismo de uns sub-eventos para outros. Do ponto de vista físico e geológico há objecções a este tipo de solução. Para evitar isso é possível limitar a faixa de variação permitida à direcção dos eixos do tensor momento sísmico. Outro constrangimento que costuma ser imposto com o objectivo de reduzir o número de combinações possíveis e daí estabilizar a inversão é o de considerar que os mecanismos dos sub-eventos são do tipo duplo par de forças. Esse constrangimento é equivalente a igualar a zero o determinante de 3.14; consequentemente as equações 3.18 e 3.19 pelas quais são estimados os parâmetros são substituídas por outras equivalentes mas mais estáveis. Uma outra consequência do método iterativo usado é os resultados dependerem da ordem pela qual cada sub-evento é determinado. Para corrigir este efeito indesejável depois da inversão estar concluída, podem ensaiar-se novos ciclos de inversão mas por uma ordem diferente. Esse procedimento afina os resultados, removendo a dependência do caminho.

3.2.7 Método de inversão para distribuição do deslizamentos

O algoritmo de inversão utilizado, MOM3, de Kikuchi e Kanamori (2003) segue, no essencial o método de Hartzell e Heaton (1983). Permite, a partir de um conjunto de registos telesísmicos de banda larga e de um modelo de velocidades, obter estimativas da distribuição espaço temporal dos deslizamentos sísmicos sobre o plano de falha.

A orientação do plano de falha é definida por dois parâmetros angulares: ϕ = o azimute do traço da falha e; δ = inclinação em relação à horizontal. Qualquer ponto do plano de falha é referenciado em relação ao sistema de eixos rectangular, direito, centrado no hipocentro, com o eixo das abcissas orientado na direcção do comprimento da falha (direcção definida pelo azimute) e o eixo das ordenadas na direcção perpendicular, ao longo do declive da falha, positivo no sentido descendente. A falha é discretizada por meio da uma malha rectangular paralela aos eixos do sistema de coordenadas, com $N_x \times N_y$ nós; cada nó representa o centro de uma sub-falha de área $D_x \times D_y$ (Fig. 3.7).

O modelo de ruptura escolhido é do tipo janelas múltiplas, com o número, duração e distribuição de janelas temporais a definir. Em determinado instante uma

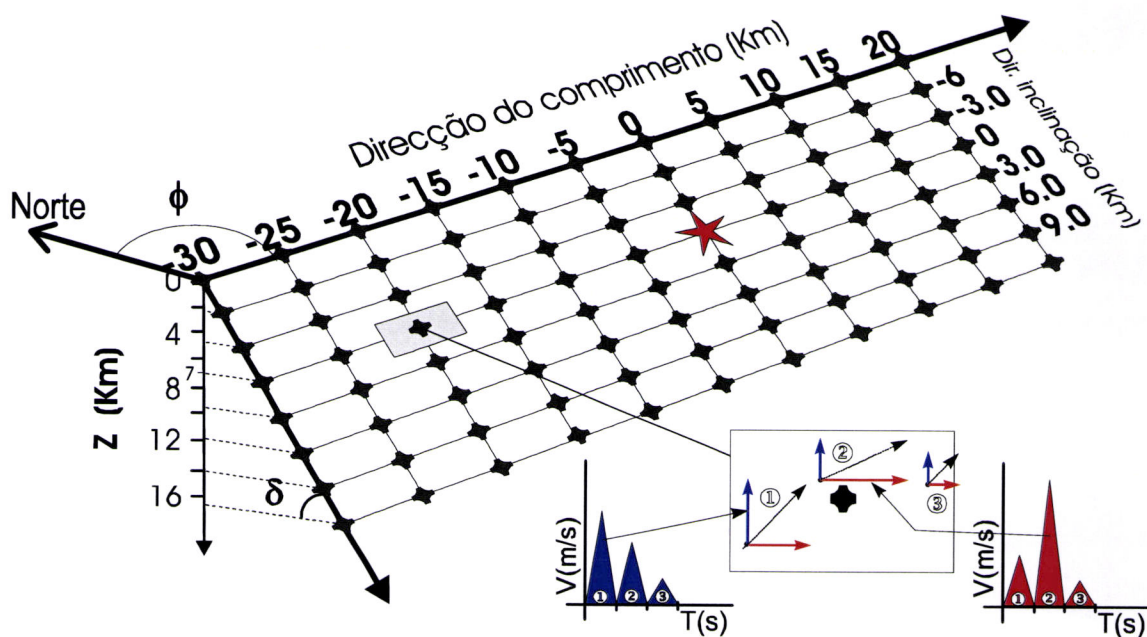


Figura 3.7: Referencial do plano de falha com origem no hipocentro (★), com representação da grelha cujos nós correspondem aos centros das subfalhas. Esquematização da modelação de uma subfalha, segundo o modelo de janelas múltiplas. No caso de 3 janelas consideradas, o deslizamento de cada subfalha é definido por seis componentes (parâmetros m_j), 3 na direcção do comprimento e três na direcção da inclinação. Cada componente constitui um ponto de inversão.

sub-falha entra em ruptura e a partir daí propaga-se uma frente de ruptura com velocidade v_r , em todas as direcções. A passagem da frente de ruptura por determinada sub-falha marca o início de uma sucessão de janelas temporais onde é permitido que a sub-falha rompa com maior ou menor amplitude, podendo inclusivamente atingir o valor mínimo que é zero. Se a amplitude da ruptura de uma sub-falha for zero em todas as janelas temporais significa que a ruptura está parada; se for zero apenas nalgumas das janelas, nesse caso a ruptura atrasa-se em relação às sub-falhas onde houve ruptura em todas as janelas. Sintetizando, cada sub-falha tem a sua "história" e é precisamente o conjunto das histórias que explica a ruptura. Os deslizamentos são definidos por meio das suas componentes nas duas direcções do sistema de coordenadas (Fig. 3.7), cada uma dessas componentes constitui o elemento gerador de sismogramas sintéticos denominado por ponto de inversão. Portanto por cada parâmetro a estimar temos um ponto de inversão. Se, por exemplo, numa fonte for considerada uma parametrização que imponha uma discretização do plano de falha com 10 divisões no eixo definido pelo azimute ($N_x=10$) e 5 no eixo da inclinação ($N_y=5$) e o modelo contemple ruptura em 6 janelas temporais ($N_w=6$), o número de pontos de inversão a estimar são: $10 \times 5 \times 6 \times 2 = 600$.

Os simogramas sintéticos são produzidos de uma forma muito semelhante à utilizada no método dos sub-eventos. Para cada estação o sismograma é calculado pela combinação linear dos sismogramas w_{ij} produzidos por cada fonte elementar com o respectivo coeficiente m_j através de,

$$u_i(t) = \sum_{j=1}^N m_j w_{ij}(t, \mathbf{p}); \quad (3.20)$$

em que N é o número total de pontos de inversão considerados. A consequência de ser considerado que todos os deslizamentos se produzem sobre o mesmo plano reduz os graus de liberdade e permite que o sismograma associado a cada deslizamento possa ser calculado a partir da combinação de dois tensores elementares contra os seis necessários para caracterizarem cada sub-evento no método de Kikuchi-Kanamori (1991). Escolhendo os dois tensores elementares por forma a representarem deslizamentos em duas direcções ortogonais do plano de falha, os dois coeficientes da combinação e os sismogramas elementares relativos a cada um dos tensores elementares

é tudo o que é necessário para produzir os sismogramas sintéticos. Os sismogramas sintéticos elementares para uma estação, relativos a cada ponto de inversão, são obtidos por convolução da função temporal triangular e unitária $\dot{D}(t)$ com a função de Green do respectivo ponto de inversão G_{ij} ,

$$w_{ij}(t) = G_{ij} * \dot{D}(t).$$

Para que se possa operar através dos vários sismogramas é necessário definir um referencial temporal comum. Para isso é necessário proceder a correcções nos sismogramas elementares, que consistem em impor a cada sismograma elementar os atrasos devidos às suas diferentes origens temporais sobre o referencial comum. Aos sintéticos elementares nessas condições representamos por $w_{ij}(t, \mathbf{p})$.

O sistema de equações lineares 3.20, na forma matricial pode ser traduzido por,

$$\mathbf{u} = \mathbf{A}\mathbf{m} \tag{3.21}$$

A matriz \mathbf{A} , matriz dos sintéticos, é uma matriz de dimensão $M \times N$, com M o número total de valores a determinar por ponto de inversão e N o número de parâmetros. Cada valor dos sismogramas sintéticos elementares calculados vai constituir um elemento de \mathbf{A} numa posição definida. Todos os sismogramas elementares $w_{ij}(t, \mathbf{p})$ são calculados com um intervalo de amostragem dT e um comprimento T , o que faz de cada sismograma uma série temporal com $NT = \frac{T}{dT} + 1$ valores. Os valores de cada série temporal são distribuídos sequencialmente ao longo de uma coluna de \mathbf{A} , ocupando NT linhas. Todos os sismogramas elementares da estação i ocupem as mesmas NT linhas de \mathbf{A} , cada um colocado na coluna relativa ao ponto de inversão j que lhe corresponde. Os sismogramas sintéticos da próxima estação vão ocupar as próximas NT linhas pela mesma ordem.

De acordo com a função custo, 3.13, os sismogramas sintéticos e observados $\tilde{\mathbf{u}}$ relacionam-se pelo sistema de equações lineares,

$$\mathbf{A}\mathbf{m} \cong \tilde{\mathbf{u}}. \tag{3.22}$$

A procura dos parâmetros \mathbf{m} que verifiquem a relação 3.22 é um problema de inversão que, para ser resolvido por um método de inversão local necessita de ser

constrangido. Os critérios de constrangimento escolhidos são dois: suavização das descontinuidades entre sub-falhas adjacentes e positividade. Os constrangimentos de suavização são quantificados para cada ponto de inversão por meio do seguinte sistema de equações,

$$4\beta_a m_i - \beta_a m_{(i-2)} - \beta_a m_{(i-1)} - \beta_a m_{(i+1)} - \beta_a m_{(i+2)} = 0,$$

que na forma matricial se pode representar por,

$$\beta_a \mathbf{Cm} = \mathbf{0} \quad (3.23)$$

em que \mathbf{C} forma uma matriz quadrada de dimensão $N \times N$, que contém as relações de amortecimento entre pontos de inversão adjacentes e β_a é um parâmetro que regula o nível de amortecimento pretendido. Este parâmetro é calculado em função das amplitudes envolvidas e do nível de fragmentação da falha através de,

$$\beta_a = \sqrt{\frac{\sum \mathbf{u}^2}{K_P}} \times \beta_0 \quad (3.24)$$

em que K_p é a constante que quantifica o nível de fragmentação do plano de falha, resulta da soma ponderada dos pontos de inversão. A ponderação é feita pela posição na falha, tendo os pontos interiores nível de ponderação mais alto que os interiores; β_0 é uma constante a fixar na parametrização do modelo e que pode assumir valores entre 0 e 1. Este modelo de constrangimentos representado pelo sistema de equações 3.23 actua sobre o modelo geral de deslizamentos 3.22, através de,

$$\begin{bmatrix} \mathbf{A} \\ \dots \\ \beta_a \mathbf{C} \end{bmatrix} [\mathbf{m}] = \begin{bmatrix} \tilde{\mathbf{u}} \\ \dots \\ 0 \end{bmatrix}. \quad (3.25)$$

No Apêndice A -Nota 1 (sistema A.1) está representado explicitamente o equacionamento completo do modelo de deslizamentos com amortecimentos.

A estimativa do vector \mathbf{m} é feita pelo método dos mínimos quadrados com constrangimentos de positividade de Lawson e Hanson, 1974. A utilização desse método de inversão dispensa a imposição explícita dos constrangimentos de posi-

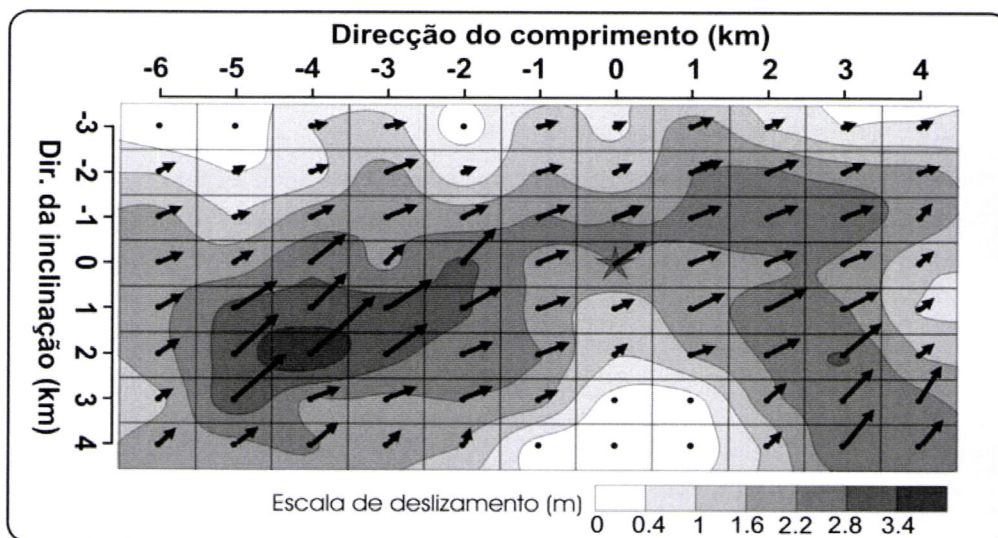


Figura 3.8: Representação de uma distribuição espacial (hipotética) de deslizamentos sobre o plano de falha. A estrela indica a posição do início da ruptura (hipocentro) considerada como origem do referencial; os níveis de contorno são proporcionais aos valores dos deslizamentos indicados por as setas cujo tamanho é também proporcional ao deslizamento das sub-falhas, que neste caso foram consideradas quadradas com 1km de lado.

tividade, pois eles fazem parte do algoritmo.

De acordo como o problema foi equacionado, os parâmetros \mathbf{m} estimados representam o momento sísmico de cada ponto de inversão considerado. A determinação das componentes do deslizamento correspondentes, D_i , são obtidas por 2.4,

$$D_i = \frac{m_i}{\mu D_x \times D_y}. \quad (3.26)$$

A Figura 3.8 representa a simulação de uma distribuição espacial de deslizamentos obtida por este método.

Considerações sobre os métodos de inversão da forma de onda.

A aptidão que os métodos de inversão de deslizamento têm para construir cenários detalhados da ruptura faz deles uma das ferramentas mais atractivas no domínio do estudo da fonte sísmica. Porém, uma análise detalhada sobre os métodos alerta para um conjunto de incertezas que devem estar presentes sempre que se faz uso

destas ferramentas.

Logo à cabeça está a escolha do método. Olhando para a literatura sobre o assunto damos conta de um conjunto de diferentes maneiras de equacionar o cenário de inversão, todas assumindo equivalente nível de resposta aos requisitos numéricos e físicos (e.g. Hartzel e Heaton, 1983; Hernandez et al., 2001; Vallé e Bouchon, 2004). Contudo, quando aplicadas aos mesmos eventos, com dados afins, apresentam resultados diferentes, como se pode ver nos trabalhos de Wald e Heaton (1994) e Cohee e Beroza (1994), relativos ao sismo de Landers de 1992. Escolhido o método, é necessário fixar parametrizações. Que valores atribuir à velocidade de ruptura? Qual a melhor dimensão para as sub-falhas? Qual a duração que devem ter as funções temporais da fonte? Quantas janelas temporais usar? Estas são as principais dúvidas que se colocam, até porque diferentes parametrações conduzem a resultados diferentes, mas igualmente plausíveis. Pela natureza do problema, não é possível com dados reais investigar esquemas de parametrização ajuizados em análise de soluções. Esses estudos só podem ser realizados com dados sintéticos calculados a partir de um modelo de ruptura definido. O conhecimento da solução ajudará, por análise dos resultados da inversão mediante várias parametrizações, a criar esquemas de parametrização úteis em aplicações com dados reais. Beresnev (2003) fez uma pesquisa bibliográfica sobre o trabalho desenvolvido nesta área e encontrou muito pouco. Um dos raros trabalhos onde é usada a metodologia, porém com o objectivo de analisar o efeito da distribuição das estações na adequabilidade dos dados registados em estudos de fonte, foi apresentado por Olson e Anderson (1998). Os resultados são impressionantes. Revelam que apesar dos ajustes nos sismogramas produzidos serem perfeitos, em nenhum dos ensaios o resultado da inversão se assemelhava aceitavelmente ao modelo de ruptura de partida. Analisemos em seguida o efeito dos factores que têm maior influência nas incertezas das soluções:

1. **Constrangimentos**

A inversão dos deslizamentos por métodos de mínimos locais envolve matrizes de sintéticos (matriz \mathbf{A} na equação 3.21) mal condicionadas e que por isso convergem frequentemente numa multiplicidade de soluções. É, portanto, um problema instável. A forma tradicional de garantir estabilidade numérica no processo é acrescentar à matriz dos sintéticos um conjunto de condições deduzidas por argumentos físicos e geológicos que limitam o espectro de soluções, os

constrangimentos (Eq. 3.25). Os dois mais comuns são a positividade e a supressão de grandes variações das soluções ao longo da falha. Beresnev (2003), por análise dos resultados de um conjunto de trabalhos mostra que os factores de estabilização sacrificam o ajuste entre os sintéticos e os observados e não garantem eficácia nos aspectos físicos ou geológicos para que foram concebidos. Conclui que a estabilização, para os fins a que se propõe, é um procedimento dispensável.

2. Dimensão das sub-falhas

Os métodos de inversão do deslizamento são edificados sobre uma operação que consiste em discretizar a forma integral do teorema da representação (Eq. 2.2) numa soma de deslizamentos sobre um conjunto de sub-falhas de área $d\Sigma$ (aplicação de 3.26 em 3.20). A razoabilidade deste procedimento é ponderada por dois factores: dimensão das sub-falhas e irregularidade dos deslizamentos ao longo da falha. Se o deslizamento se apresentar muito irregular, a equação 2.2 só pode ser considerada aceitavelmente equivalente à soma se a dimensão das células for muito pequena; grandes sub-falhas só têm cabimento teórico em situações onde o deslizamento se distribui uniformemente por toda a falha. Nesta ordem de ideias, soluções que apresentam distribuições irregulares de deslizamento só podem ser reconhecidas se na parametrização foram consideradas pequenas sub-falhas, de outro modo foi violada a teoria. Beresnev (2003), refere-se a este aspecto dizendo que a escolha da dimensão das sub-falhas deve decorrer de testes de sensibilidade em que as dimensões das sub-falhas são sucessivamente reduzidas enquanto isso não levantar problemas de convergência ou de capacidade de cálculo; mesmo assim não há garantias que as soluções obtidas sejam boas. Nas aplicações com dados reais relativos a grandes eventos que consultámos, as dimensões das falhas usadas situa-se entre os $1.29 \times 1.71 \text{ km}^2$ de Wald et al. (1996) e os $20 \times 20 \text{ km}^2$ de Ichinose et al. (2003). Beresnev (2003) constata que nos trabalhos onde houve algum cuidado em controlar a dimensão das sub-falhas em inversões, isso foi feito tendo em vista apenas melhorar a qualidade das funções de Green. Nalgumas situações, resultado de um massivo esforço de cálculo, são obtidas funções de Green independentes para uma densa distribuição de pontos. Esse esforço melhora as

modelações mas não resulta em benefício na inversão se a discretização da falha for inadequada. Quando a estrutura da crosta na região da fonte não apresenta grandes variações, é aceitável o procedimento corrente (e.g. Wald et al., 1996) de calcular funções de Green para alguns pontos da malha e nos restantes obtê-las por interpolação; só quando o modelo estrutural contenha uma grande discriminação vertical é que se justifica calculá-las em todos os pontos como em Mendonza e Hartzell (1989).

A ideia corrente sobre a dimensão das sub-falhas, e que talvez justifique a pouca importância que se lhe atribui na parametrização, é que a filtragem passa baixo, procedimento habitual no tratamento da forma de onda, apaga o conteúdo informativo sobre as irregularidades de pequena escala. Pensa-se que as altas-frequências registadas resultam de deslizamentos em fracções de falha de menor escala. Beresnev (2003) contesta esta interpretação e mostra, por uma análise discorrida das equações que definem o espectro das ondas de volume para uma fonte extensa simples (modelo de Haskell), que mesmo a radiação de baixa frequência tem poder discriminativo de pequenas irregularidades do deslizamento.

3. Funções temporais da fonte

Por fim, outra fonte de incertezas, interveniente no processo de inversão e que é necessário parametrizar são as funções temporais da fonte (FTF). O artifício arranjado para introduzir este importante factor sem perder a linearidade no modelo matemático foi considerar FTF iguais em todos os pontos de inversão. Beresnev (2003) compara espectros da radiação difundida de fontes pontuais com funções temporais da fonte triangulares e trapezoidais com diferentes larguras τ , e conclui que só se assemelham para frequências muito baixas (perto de 0 Hz); o que prova que escolhas diferentes da FTF traduzem modelações diferentes da forma de onda e conseqüentemente soluções de inversão diferentes. A escolha do valor de τ poderia obter-se através de uma relação entre a dimensão da sub-falha e a frequência de esquina do género da relação empírica 3.7, com a frequência de esquina lida em diagramas espectrais obtidos por modelações com funções triangulares, que seguem decaimento do tipo ω^{-2} do género 3.2. Contudo este tipo de análise é impraticável porque o espectro da

radiação não depende só da largura dos triângulos, depende também da sua altura, isto é depende também do valor do deslizamento que é o parâmetro que se procura. Há duas soluções para remediar este aspecto. A primeira e mais utilizada, é compensar a incerteza na definição da largura com a introdução de múltiplas janelas temporais sobrepostas; este processo é aplicado no método que usamos. A outra seria definir novos modelos de inversão onde τ fosse um dos parâmetros a estimar. Se for essa a opção é necessário redefinir todo o processo de inversão que deixaria de ser linear.

3.2.8 Deformação co-sísmica

Quando um material geológico é impelido a oscilar à passagem das ondas sísmicas, verifica-se que só parcialmente recupera a sua forma inicial. A deformação inelástica resultante, dependendo das propriedades mecânicas do material e das características dos movimentos, atinge a superfície em maior ou menor grau, sendo mensurável, por um conjunto de técnicas geodésicas, em sismos de média e grande dimensão. Este efeito cosísmico é fortemente enfraquecido em função do afastamento à região epicentral, sendo praticamente imperceptível para distâncias superiores à ordem da dimensão da ruptura, por isso é considerado mais um efeito predominantemente de campo próximo.

Admitindo um modelo de fonte extensa descrito por uma distribuição de deslizamentos D_i sobre uma falha cujo plano foi discretizado em N sub-falhas, a modelação da deformação gerada por esse sistema em qualquer posição, pode ser obtida pelo somatório das contribuições individuais de cada uma das sub-falhas, num processo semelhante ao utilizado para modelar a forma de onda (Melbourne et al., 1997; Hernandez et al., 1999; Yagi et al., 2001;).

$$\Gamma_i(\mathbf{x}) = \sum_{j=1}^N F_{ij}(\mathbf{x})D_j \quad (3.27)$$

em que $F_{ij}(\mathbf{x})$ é a função de transferência que define a deformação, na direcção i , sofrida por um ponto na posição \mathbf{x} devido a um deslizamento unitário em j , também conhecida por função de Green da deformação.

Os métodos de modelação da deformação co-sísmica usam habitualmente funções

de Green obtidas por duas metodologias: o método analítico de Okada (1992), que considera um modelo estrutural semi-infinito homogêneo, e os métodos de integração do número de onda por técnicas numéricas ou por aproximação a séries finitas, que permitem a utilização de meios estratificados (e.g. Wang, 1999; Wang et al., 2003).

Neste trabalho foram ensaiadas modelações pelos dois métodos, a partir dos códigos EDGRN e EDCMP desenvolvidos por Wang et al. (2003). O programa EDGRN calcula as funções de Green para uma rede de pontos de observação definidos em relação à fonte a qual está inserida num meio representado por um modelo estratificado horizontalmente, em que cada camada é caracterizada pelos parâmetros h , α , β e ρ (profundidade, vel. ondas P, vel. ondas S e densidade). Para cada ponto da fonte são calculadas funções de Green relativas a três mecanismos elementares diferentes (deslizamento horizontal="strike-slip"; deslizamento vertical="Dip-slip" e Par de Forças Linearmente Compensado PFLC="CLVD"). Depois de calculadas, as funções de Green são armazenadas num ficheiro que é usado pelo program de modelação EDCM. O modelo de fonte considerado é constituído por um conjunto de sub-falhas rectangulares, cada uma identificada através dos 9 parâmetros (ver Fig. 3.9): D_i =deslizamento do bloco-falha; X_{i0} ; Y_{i0} ; Z_{i0} =coordenadas da origem em relação ao sistema de coordenadas X=Norte; Y=Este; Z=profundidade, centrado no epicentro; L_i =comprimento do bloco; W =largura do bloco; ϕ ; δ ; λ = ângulos que definem a geometria de cada sub-falha e a direcção do deslizamento (azimute, inclinação e ângulo de deslizamento). O programa EDCM pode calcular as 3 componentes da deformação (U_x , U_y e U_z) segundo dois métodos: pelo método analítico de Okada (1982) e pelo método numérico de Wang (1999) Se a escolha da modelação recair no método analítico não é necessário proceder ao cálculo das funções de Green com EDGRN. A Figura 3.10 ilustra resultados da modelação da deformação obtidos por EDGRN considerando um modelo de duas sub-falhas definidos pelos parâmetros indicados na Tabela 3.1

3.3 Discussão

Neste capítulo foram analisados os principais meios (dados e métodos) que o sismologista dispõe para fazer o estudo da fonte sísmica. Foi dada especial ênfase aos grandes eventos em que os processos de ruptura produzem efeitos mensuráveis prati-

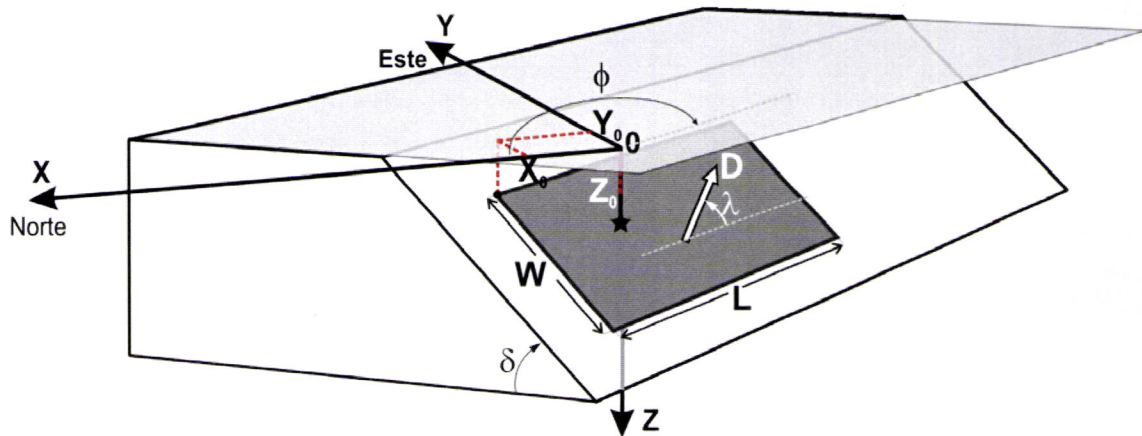


Figura 3.9: Parâmetros que caracterizam o modelo de deslizamentos das sub-falhas usadas em EDCM: D =deslizamento; X_0 , Y_0 e Z_0 as coordenadas da origem do bloco no referencial geográfico considerado; L e W - comprimento e largura do bloco; ϕ ; δ parâmetros angulares que definem a orientação do bloco; λ direção do deslizamento em relação à horizontal.

Tabela 3.1: parâmetros usados na modelação da deformação co-sísmica representada na figura 3.10

Bloco	D (km)	X₀ (km)	Y₀ (km)	Z₀ (km)	L (km)	W (km)	φ (°)	δ (°)	λ (°)
1	1.0	0.0	0.0	0.5	25	5	256	40	122
2	0.4	-2.4	-8.5	1.7	10	9	256	40	101

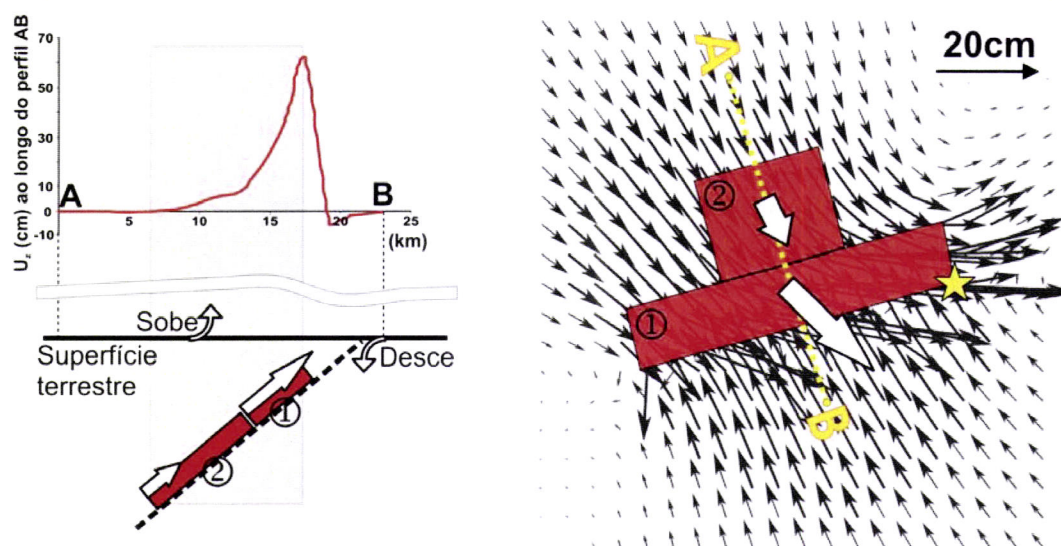


Figura 3.10: Modelação da deformação co-sísmica de uma fonte definida pelo deslizamento de dois blocos (bloco 1 e 2) sobre um plano de falha. À esquerda em baixo: esquematização do modelo em corte segundo a direcção AB; as setas brancas indicam o deslizamento de cada bloco. À esquerda em cima: gráfico da deformação co-sísmica vertical ao longo do perfil AB. À direita: representação do campo de deformação co-sísmica horizontal (setas pretas) nas proximidades da fonte com representação da projecção horizontal dos dois blocos.

camente sobre toda a superfície do planeta. Como dados para esse estudo, dispõe-se hoje de uma variedade de registos instrumentais dos efeitos de campo próximo e longínquo produzidos pelos sismos em todas as direcções de observação: registos dos movimentos elásticos a curtas e grandes distâncias (sismogramas); registos das deformações inelásticas a curta distância (GPS e INSAR) e registos dos movimentos do mar quando a fonte acontece sob o fundo oceânico. Quando os dados procedem de grandes eventos, foi proposta uma selecção de métodos para os analisar e deles obter a descrição da correspondente ruptura. À primeira vista este esquema de utilização cruzada de vários métodos, por vezes para obter estimativas dos mesmos parâmetros, parece redundante. Mais a mais porque uma das técnicas, a de inversão da forma de onda, produz, por si só, resultados mais pormenorizados que os restantes métodos juntos. Porquê, então, não limitar o estudo à utilização destas ferramentas de precisão, em vez de esbanjar recursos no calculo de parâmetros que serão novamente calculados? A resposta a esta pergunta pode facilmente ser deduzida pela prática ou pela análise de vários cenários de ruptura do mesmo evento produzidos por vários autores, como se pode ver, por exemplo, nos trabalhos de Wald e Heaton (1994) e Cohe e Beroza (1994b) relativos ao sismo de Landers de 1992. O fenómeno que se procura explicar não está ao alcance da observação directa e portanto há que ter consciência que qualquer imagem que dele se produza está abrangida por algum espectro de ficção impossível de provar. Por outro lado, os métodos de inversão da forma de onda são desenhados para produzirem resultados sobre uma parte dos parâmetros do modelo mediante a fixação dos restantes parâmetros que o constituem. Os esquemas de cálculo implementados nesse propósito desenvolvem-se de forma a que o conjunto de parâmetros (estimados e fixados) consigam reproduzir (modelar) os sismogramas observados. Apesar dos constrangimentos impostos ao processo, verifica-se que podem ser produzidos resultados mediante bons ajustes mesmo que nos parâmetros a fixar se escolham valores que não correspondem à fonte em causa. Obviamente que essas soluções, apesar aparentemente credíveis, não têm nada a ver com o processo de ruptura que se pretende conhecer. Como forma de minimizar esses riscos convém fixar parametrizações obtidas por análise dos dados do próprio evento através de métodos fiáveis. É neste sentido que nunca são demais os esforços para ensaiar o cálculo dos parametros característicos por vários métodos e com várias classes de dados até se conseguir um bom nível de coerencia de resul-

tados que pode funcionar como indicador de qualidade. Quando isso for atingido a probabilidade de se estar a alcançar uma descrição realista da ruptura é elevada.

Capítulo 4

Directividade

A radiação que procede de fontes extensas cuja ruptura evolui segundo determinadas direcções preferenciais, apresenta peculiaridades que a distingue da proveniente de fontes pontuais. Essas peculiaridades, os chamados efeitos directivos, manifestam-se por desvios espectrais em função do local de observação. Os pontos de observação em relação aos quais a ruptura se aproxima durante a sua propagação registam desvios para as altas frequências, enquanto que os pontos de observação que vêm a ruptura a afastar-se registam desvio para as baixas frequências. Esses desvios são máximos para os registos efectuados na direcção de ruptura e não são observados em pontos de observação situados sobre a direcção perpendicular à da ruptura. As evidências do fenómeno encontram-se numa multiplicidade de observações sísmicas, como:

a) variações na largura de pulsos comuns dos sismogramas provenientes de um conjunto de estações distribuídas à volta da fonte (ver Fig. 4.1-A) (Beck et al., 1995; Tibi et al., 1999; Caldeira et al., 2004)

b) desvios na frequência de esquina dos diagramas de amplitude espectral em função da posição azimutal das estações de registo (Fig. 4.1-B); os maiores valores são obtidos para estações no azimute da ruptura e os menores no sentido oposto (Boore e Joyner, 1978; Tumarkin e Archuleta, 1994; Hoshiya, 2003);

c) variações na duração e amplitude das funções temporais da fonte (ver Fig. 4.1-C) obtidas, pelo método das funções empíricas de Green, para pontos de observação em diferentes azimutes. (Baumont e Courboux, 2002; Kraeva, 2004)

d) alterações da simetria do padrão da radiação caracterizadas por deformações segundo eixos relacionáveis com a direcção e o sentido da ruptura (ver Fig. 4.2) (Ben-Menahem e Singh, 1981; Lay e Wallace, 1995)

Os efeitos directivos da radiação podem ser deduzidos por via teórica dos modelos físico-matemáticos de ruptura extensa como o de Haskell apresentado nos §2.3.2 e §3.2.2. A equação 3.1 mostra que a radiação sísmica (ondas de volume) proveniente de uma fonte extensa que rompe numa direcção e sentido (ruptura unilateral) com velocidade constante v_r , que é registada em pontos onde os efeitos de campo próximo são desprezáveis, é modelada pelo factor,

$$\left| \frac{\sin X}{X} \right|. \quad (4.1)$$

em que $X = \frac{\omega \tilde{T}_0}{2}$. Substituindo 2.12 em X vem,

$$X = \frac{\omega L}{2v_r} \left(1 - \frac{v_r}{c} \cos \theta \right). \quad (4.2)$$

No modelo de ruptura considerado, o factor $|\sin X / X|$ por expressar o efeito da dimensão da fonte sobre a radiação sísmica observada é denominado por "factor de finitude" (Ben-Menahem e Singh, 1981). É o factor que pondera, para cada ponto de observação à volta da fonte, θ , a distribuição das amplitudes do deslocamento em função da frequência ω , da radiação sísmica proveniente de uma fonte de comprimento L que rompe com velocidade v_r . A Figura 4.3 representa a forma do factor de finitude. Udias (1999) analisa a influência de $\left| \frac{\sin X}{X} \right|$ nos dois regimes radiativos que caracterizam o sinal sísmico: o regime abaixo da frequência de esquina (baixas frequências) e no regime acima dessa frequência (altas frequências) (ver Fig. 3.4).

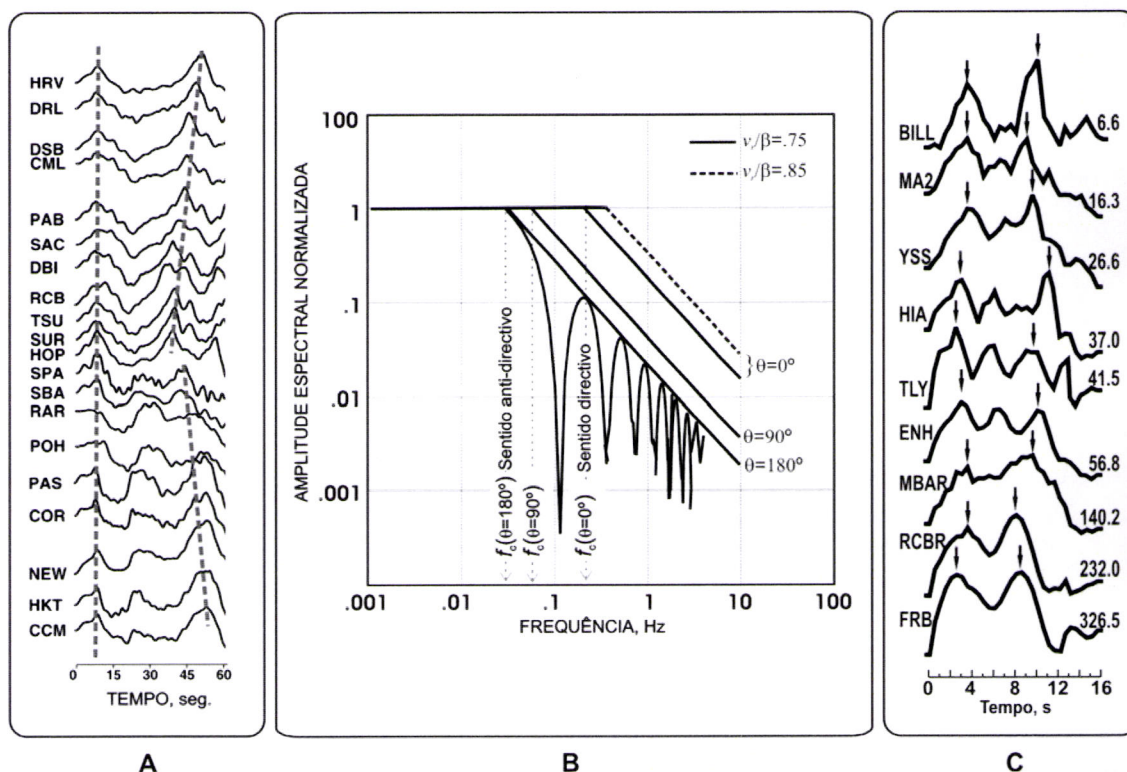


Figura 4.1: A figura A representa uma fracção das ondas P relativas a um conjunto de registos telessísmicos de banda larga, componente BHZ, ordenados azimutalmente referentes a um grande evento (Arequipa - Peru de 21 de Maio de 1999 Mw=8.4); as rectas tracejadas cortam, aproximadamente, duas fases comuns ao conjunto de sismogramas. A figura B, adaptada de (Boore e Joyner, 1978), ilustra os efeitos da directividade sobre espectros sísmicos em função do azimute do ponto de registo relativamente à direcção da ruptura e também em função do número Mach (v_r/c); a frequência de esquina, f_c , é máxima para pontos de registo alinhados com a direcção da ruptura ($\theta = 0$). A figura C representa funções temporais (aparentes) da fonte do sismo de Boumerdes-Zemouri (Argélia) de 21 de Maio de 2003, obtidas pelo método das funções empíricas de Green; o primeiro valor à direita de cada função refere-se ao azimute da estação correspondente, cujo nome está indicado à esquerda.

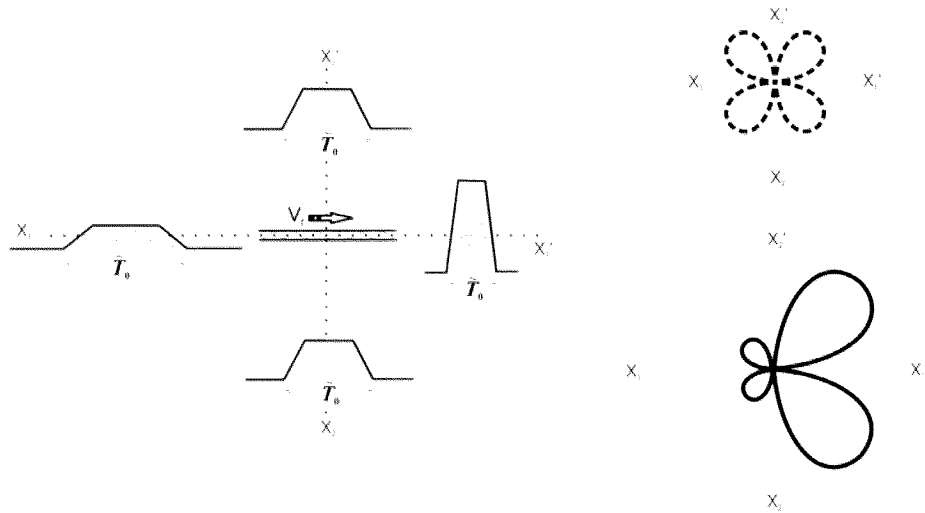


Figura 4.2: Manifestações da directividade em observações feitas à volta da fonte sísmica. À esquerda: as estimativas da função temporal da fonte apresentam duração, \tilde{T}_0 diferentes e alturas também. À direita: comparação dos padrões da radiação das ondas P de uma fonte pontual (superior) com o da fonte extensa com ruptura unilateral representada à esquerda (inferior).

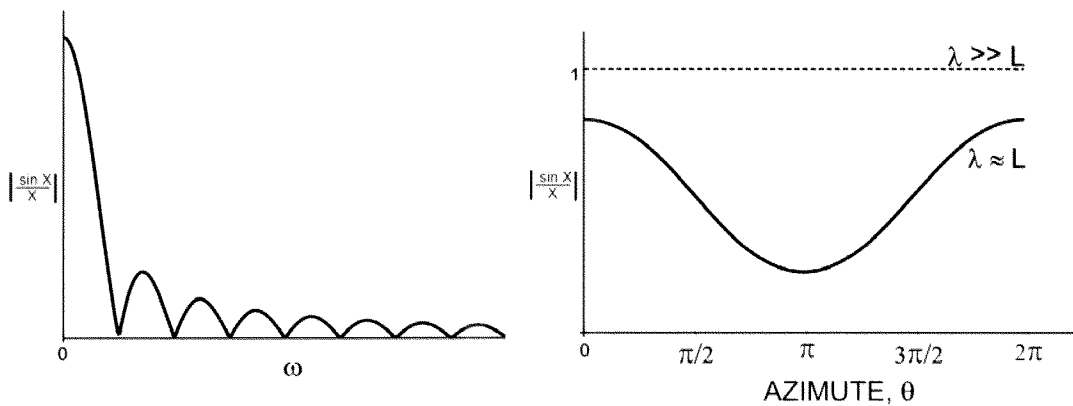


Figura 4.3: Representações do factor finitude ($|\frac{\sin X}{X}|$). À esquerda: em função da frequência ω . À direita: em função do azimute dos pontos de observação θ ; para situações correspondente às baixas frequências ($\lambda \gg L$), o parâmetro finitude não depende da posição de observação (limite fonte pontual); nas situações de altas frequências ($L \approx \lambda$) o factor finitude varia em função do azimute.

a) Ateendendo a que 4.2 se pode escrever,

$$X = \frac{\pi L}{\lambda} \left(\frac{c}{v_r} - \cos \theta \right) \quad (4.3)$$

pois $\omega = 2\pi c/\lambda$, no regime de baixas frequências, quando $\omega \rightarrow 0$, que corresponde a radiação com comprimentos de onda $\lambda \gg L$, o factor de finitude 4.1 toma o valor $|\frac{\sin X}{X}| \approx 1$, para qualquer que seja a posição azimutal onde o registo é feito (ver Fig. 4.3). Neste regime radiativo a amplitude espectral não é afectada pelo factor de finitude da fonte, isto é, é independente do ponto de observação. É uma situação que cai no âmbito da fonte pontual.

b) No regime das altas frequências, quando $\lambda \approx L$, de acordo com 4.1 e 4.3, a amplitude espectral relativa a cada ponto de observação depende da sua posição azimutal θ (Fig. 4.3). É máxima no sentido da ruptura ($\theta = 0$) e mínima no sentido oposto, ($\theta = \pi$). Este facto está patente na Figura 4.2.

O termo directividade associado à noção de desvio espectral em consequência da existência de um sistema emissor de radiação (fonte) em movimento, foi pela primeira vez usado no contexto sísmico por Ben-Menahem (1961) que o quantificou através da função directividade, $D_\theta^C(\omega)$. É uma função definida pela razão entre as amplitudes espectrais de dois registos de deslocamento obtidos em pontos diametralmente opostos em relação à origem da fonte, um na posição θ e o outro na posição $\theta + \pi$,

$$D_\theta^C(\omega) = \frac{\mathbf{u}^C(\omega, \theta)}{\mathbf{u}^C(\omega, \theta + \pi)}. \quad (4.4)$$

Aplicando a esta função a amplitude espectral que decorre do modelo analítico de Haskell (eq. 3.1), vem

$$D_\theta^C(\omega) = \frac{\left(\frac{\omega L}{2v_r} + \frac{\omega L}{2c} \cos \theta \right) \sin\left(\frac{\omega L}{2v_r} - \frac{\omega L}{2c} \cos \theta \right)}{\left(\frac{\omega L}{2v_r} - \frac{\omega L}{2c} \cos \theta \right) \sin\left(\frac{\omega L}{2v_r} + \frac{\omega L}{2c} \cos \theta \right)} \quad (4.5)$$

É uma função independente dos valores absolutos da distribuição das amplitudes espectrais dos registos e apresenta um conjunto de zeros para as frequências (apêndice

1- Nota 2),

$$\omega_n(D = 0) = \frac{2n\pi v_r}{L(1 - \frac{v_r}{c} \cos \theta)}, \quad (n = 1, 2, \dots) \quad (4.6)$$

A causa dos efeitos directivos, entendida por alguns autores como sendo equivalente à que explica o efeito Doppler (e.g. Ben-Menahem e Singh, 1981; Douglas et al., 1988), não merece unanimidade. Por exemplo, Aki e Richards (1980) ou Bullen e Bolt (1985), embora reconhecendo que existem analogias entre os dois efeitos apontam-lhes, porém, singularidades. Aki e Richards (1981) assinalam como marca distintiva da directividade sísmica as variações de amplitude que decorrem das interferências destrutivas entre as ondas provenientes dos diversos pontos da falha com frequências diferentes. Argumentam eles que essa circunstância determina a diferença, pois, o efeito Doppler, da forma como é definido não prevê atenuação; está circunscrito à utilização de uma fonte emissora de radiação monocromática. Douglas et al. (1988) analisam o problema sob o ponto de vista teórico, comparando-o com situações idênticas no domínio da física, nomeadamente Física dos Plasmas, Acústica, Radar, Meteorologia e Oceanografia. Concluem que sempre que as manifestações directivas decorrem de fontes emissoras em movimento, independentemente do tipo de radiação emitida, a interpretação é feita com base no efeito Doppler. Não é a contingência da fonte emissora ser policromática que tira, no fundamental, rigor à análise. Portanto é completamente razoável tratar os efeitos directivos da radiação sísmica através de análise fundamentada no efeito Doppler.

Apesar da directividade sísmica ser unanimemente reconhecida como uma singularidade de rupturas extensas, e portanto com ligação aos parâmetros característicos da dimensionalidade da fonte, tais como comprimento, direcção, velocidade de ruptura e tempo de ruptura, a verdade é que é ainda um campo não muito explorado. A sua utilização para a determinação de parâmetros da fonte a partir de registos sísmicos perfila-se segundo duas vias alternativas:

a) a primeira desenvolve-se através de métodos baseados na modelação da função directividade de Ben-Menahem (1961) (eq. 4.5) (e.g. Ben-Menahem, 1981; Pro, 2002). O método consiste em procurar os parâmetros L e v_r que aplicados em 4.5 produzam bons ajustes visuais entre os diagramas sintéticos da função $D_\theta^C(\omega)$ e os correspondentes diagramas determinados pelo quociente espectral das ondas superficiais de Rayleigh registadas em pares de estações diametralmente opostas

em relação à fonte e a igual distância. A utilização do método para estimar os parâmetros L e v_r requer que se cumpram um conjunto de requisitos difíceis de reunir: primeiro é indispensável conhecer-se o azimute da ruptura para se tirar o valor θ de 4.5, depois é necessário possuir registos de estações opostas o que nem sempre é possível. Pro (2002) desenvolveu um método que, mediante algumas aproximações permite usar dados provenientes de pares de estações mesmo que não sejam diametralmente opostas, também usou um método baseado na análise dos primeiros mínimos de 4.6 que permite decidir qual dos planos o mecanismo focal corresponde ao da ruptura e qual o sentido em que esta ocorre.

b) A outra via utiliza a duração aparente da ruptura, lida nas ondas de volume (P e SH) registadas em estações distribuídas à volta da fonte, como meio para estimar a directividade. Cipar (1979), ao modelar a fonte do sismo de Haicheng de 4 de Fevereiro de 1975, o primeiro (e único) grande sismo a ser previsto com sucesso, observou que para algumas estações, o intervalo entre fases dos sismogramas sintéticos e observados não se ajustava. As diferenças assumiam claramente uma natureza direccional: eram maiores para as estações alinhadas com a direcção de um dos planos do mecanismo focal, e praticamente inexistentes para as estações alinhadas com o outro plano. Uma vez que os sismogramas sintéticos estavam a ser calculados segundo um modelo de fonte pontual, o facto foi relacionado com um efeito da propagação horizontal da ruptura presente e previsto (eq. 2.12) mas não considerado. Mais recentemente, Beck et al. (1995) e Tibi et al. (1999) analisando, também através de 2.12 as fases comuns de um conjunto de sismogramas determinam a direcção e velocidade de ruptura para um conjunto de grandes eventos. Lay e Wallace (1995) mostraram haver equivalência entre os efeitos da directividade que se manifestam por variações azimutais da duração aparente da ruptura (eq. 2.12) e os efeitos que se manifestam por alterações no padrão da radiação de fontes extensas unilaterais em relação ao padrão de fontes pontuais. A circunstância do momento sísmico (proporcional à área da função temporal da fonte) ser um parâmetro invariável e portanto independente do lugar de onde é medido, fundamenta a equivalência. Qualquer variação da duração da função temporal da fonte (que é trapezoidal no modelo de Haskell) suscita uma variação em sentido oposto na amplitude daquela função de forma a manter a área. Esse efeito é notado, embora não muito expressivamente, nas funções temporais aparentes da fonte obtidas por

Kraeva (2004). A Figura 4.2 ilustra esses efeitos produzidos na função temporal da fonte e no padrão da radiação. Verifica-se que o padrão da radiação apresenta simetria em relação aos dois planos nodais para o caso de modelos de fonte pontual e apenas simetria em relação a um dos planos (o que contém a direcção da ruptura) para o modelo de fonte extensa. O efeito de deformação do padrão da radiação em virtude da directividade é habitualmente designado por *focalização da energia na direcção de propagação da ruptura* (Boore e Joyner, 1978; Udias, 1999).

Nas próximas secções será apresentado um método para determinar a direcção e velocidade de propagação da ruptura de fontes extensas predominantemente unilaterais e os erros associados. O método utiliza dados procedentes de registos de ondas de volume obtidos num conjunto de estações de banda larga, distribuídas em redor do foco, e, através de uma análise do Efeito Doppler, calcula os parâmetros referidos. Para o operacionalizar foi ainda desenvolvido um algoritmo e escrito o correspondente código (DIRDOP) que calcula os parâmetros referidos, faz a estimativa dos respectivos erros e apresenta saídas gráficas que facilitam a interpretação dos resultados. No fim do capítulo apresentar-se-á um conjunto de aplicações do programa DIRDOP mediante a utilização de dados sintéticas e reais, efectuadas com o objectivo de testar o programa.

4.1 Directividade por Efeito Doppler

O processo de ruptura de uma fonte sísmica complexa pode ser entendido como uma sequência de *choques* devidos a deslizamentos bruscos produzidos ao longo de determinado percurso, cada um deles originando vibrações que se propagam em todas as direcções pelo interior da terra, de acordo com a teoria da propagação das ondas sísmicas. Em conformidade com este modelo, o registo sísmico obtido em qualquer ponto da superfície terrestre inclui uma leitura da assinatura do processo de ruptura que o originou. Comparando registos sísmicos de um conjunto de pontos distribuídos à volta da fonte, é possível, nas diversas leituras, por análise do Efeito Doppler, determinar parâmetros da ruptura como a sua direcção e velocidade médias.

De forma geral o fenómeno chamado Efeito Doppler ocorre sempre que uma fonte emissora de ondas esteja em movimento relativamente a um observador e manifesta-se por variações das frequências registadas por observadores distribuídos à sua volta.

Para o caso da fonte se deslocar com velocidade v_r e emitir ondas que se propagam num meio homogéneo e isotrópico com velocidade de fase c , o Efeito Doppler é traduzido matematicamente (French, 1974) pela equação

$$\Delta\tau = \Delta\tau_0 \left(1 - \frac{v_r \cos \theta}{c} \right) \quad (4.7)$$

em que $\Delta\tau_0$ é o intervalo de tempo entre duas fases medidas na fonte e $\Delta\tau$ o intervalo entre as mesmas duas fases, mas medido numa posição fixa que forma um ângulo θ com a direcção do movimento da fonte. A equação 4.7 mostra que as medidas efectuadas por um observador exterior à fonte dependem da componente da velocidade segundo a direcção da propagação da onda, $(v_r \cos \theta)$. Qualquer aplicação deste efeito deve cumprir esta regra, isto é, a segunda parcela da equação 4.7 é o quociente entre a componente da velocidade da fonte na direcção de incidência da onda no observador e a própria velocidade de fase da onda. É precisamente este factor que determina o desvio aparente da frequência medida por um observador em relação à frequência própria.

Aplicando estas noções à situação sísmica, depois de feitas as devidas adaptações que decorrem do facto do raio sísmico não seguir uma trajectória rectilínea e a velocidade não ser constante, a equação equivalente a 4.7, que relaciona a medida do intervalo de tempo entre dois choques gerados no decurso da ruptura que evolui com velocidade constante quando efectuadas na fonte, $\Delta\tau_0$, com a equivalente medida feita numa estação j , $\Delta\tau_j(\theta, i)$, é dada por,

$$\Delta\tau_j(\theta, i) = \Delta\tau_0 \left(1 - \frac{v_{rH} \cos \theta_j \sin i_j}{c} \right) \quad (4.8)$$

em que v_{rH} é a componente horizontal da velocidade de ruptura, θ é o ângulo formado entre v_{rH} e a direcção da estação em relação ao epicentro; i é o ângulo de incidência do raio sísmico na estação considerada e c é a velocidade de propagação da onda de volume considerada (P ou S) na zona do foco. A equação 4.8 satisfaz o imposto pela equação geral do Efeito Doppler, pois, de acordo com a Figura 4.4, o termo $(v_{rH} \cos \theta_j \sin i_j)$ representa a componente da velocidade de ruptura na direcção da propagação do raio sísmico à chegada da estação j . Por uma questão de operacionalidade, introduzindo em (4.8) o parâmetro p do raio sísmico,

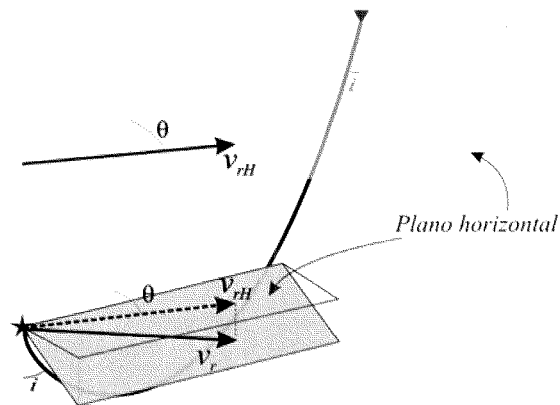


Figura 4.4: Propagação do raio sísmico sobre o plano vertical que contém o hipocentro e a estação de registo. a onda sísmica é gerada num processo de ruptura que evolui com velocidade v_r sobre uma falha rectangular.

$$p_j = \frac{R_0 \sin i_j}{c} = \frac{dT}{d\Delta} \quad (4.9)$$

em que R_0 é o raio da Terra, vem,

$$\Delta\tau_j(\theta, p) = \Delta\tau_0 \left(1 - \frac{p_j}{R_0} v_{rH} \cos \theta_j \right). \quad (4.10)$$

De acordo com (4.10), o valor de $\Delta\tau_j(\theta, p)$ obtido a partir de medições feitas no sismograma da estação j depende de duas variáveis: a distância da estação à fonte (p_j/R_0) e da sua orientação relativamente à direcção da ruptura (θ_j). Esses valores distribuem-se espacialmente de acordo com o diagrama representado na Figura 4.5. Segundo a equação 4.10, à mesma distância do foco, os valores de $\Delta\tau_j(\theta, p)$ tem o mínimo para $\theta_j = 0$, isto é, nos pontos alinhados com a direcção e sentido do avanço da ruptura. Assim, por meio de uma representação da distribuição espacial do intervalo de tempo aparente $\Delta\tau_j(\theta, p)$ registado num conjunto de pontos distribuídos azimutalmente em torno da fonte é possível avaliar a direcção e sentido aproximados da ruptura –a direcção do mínimo. A Figura 4.5 foi obtida considerando a

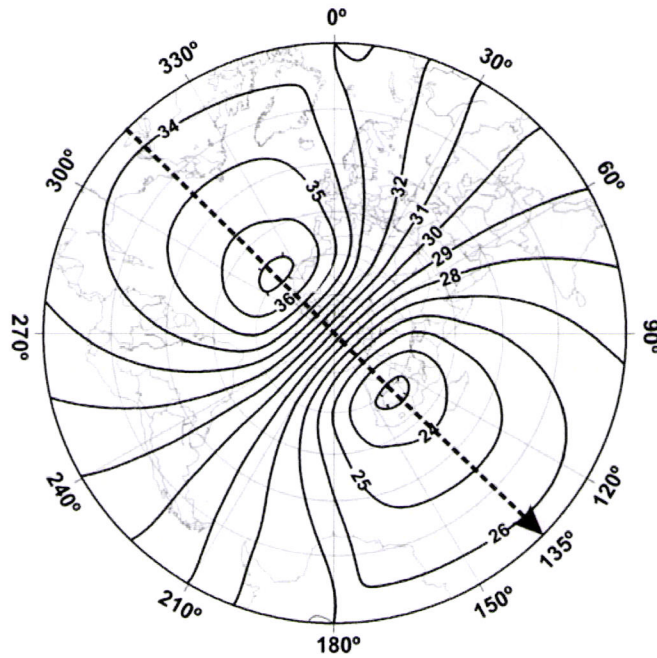


Figura 4.5: Distribuição espacial teórica (isolinhas) dos intervalos de tempo entre dois "choques" medidos à volta da fonte e produzidos numa fonte extensa localizada em $\varphi = 0$; $\lambda = 0$ e que evolui na direcção N135E com velocidade 3.0km.s^{-1} .

distribuição do intervalo entre dois "choques" (sub eventos) produzidos numa ruptura que avança na direcção N135E. Esses choques sucedem-se em dois instantes que, quando medidos no referencial da fonte, estão separados por um intervalo de tempo $\Delta\tau_0$ de 30s. Também de acordo com (4.10) e Figura 4.5, nas direcções perpendiculares à da ruptura, $\Delta\tau_j(\theta = \frac{\pi}{2}, p) = \Delta\tau_0$.

Portanto, por observações de distribuições como a da Figura 4.5 é possível estimar-se com razoável precisão tanto a direcção como o sentido da componente horizontal da velocidade de ruptura, v_{rH} : direcção e sentido onde se observa o mínimo de $\Delta\tau_j(\theta, p)$. Em relação ao cálculo do valor da velocidade de ruptura, o problema requer uma análise mais cuidada como se verá.

Na prática, os dados com que se trabalha nas situações reais procedem de um número relativamente restrito de pontos de observação e muitas vezes também mal distribuídos, tanto azimutalmente como em distâncias. Por isso as figuras semelhantes à Figura 4.5 mas construídas com dados reais, não definem tão explicita-

mente a direcção da ruptura. Pela mesma razão as determinações de v_{rH} feitas a partir desses dados poderá ser imprecisa. Para minorar essa dificuldade optou-se por normalizar os valores das medidas de $\Delta\tau_j(\theta, p)$ feitas em pontos localizados a distâncias diferentes umas das outras, cada uma com um valor p_j associado, para uma distância padrão a que corresponde um valor p_0 . Essa normalização consiste em calcular para cada ponto de observação o parâmetro de correcção que transforma as medidas aí feitas em medidas que seriam feitas a uma distância fixa. O resultado da transformação traduz-se na modificação da equação de duas variáveis 4.10, na função de uma só variável,

$$\Delta\tau'_j(\theta) = \Delta\tau_0 \left[1 - v_{rH} \left(\frac{p_0}{R_0} \right) \cos \theta_j \right]. \quad (4.11)$$

No caso do exemplo teórico que foi considerado os valores normalizados $\Delta\tau'_j$ ajustam-se à curva da Figura 4.6, que representa $\Delta\tau'$ em função do azimute do ponto de observação.

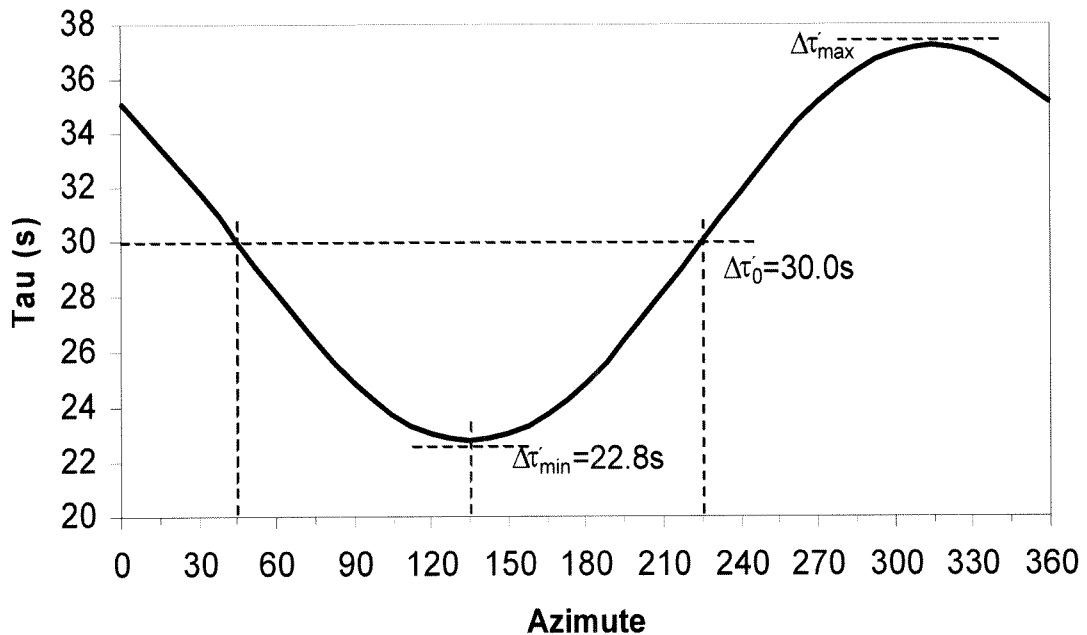


Figura 4.6: Variação dos valores de $\Delta\tau'(\theta)$ provenientes de uma ruptura orientada no sentido N135E e normalizados para um valor de $p_0/R_0 = 0.08$ s/km.

Em conformidade com (4.11) o valor $\Delta\tau'_{\min}$ é medido num ponto de observação

que forma com a v_{rH} um ângulo $\theta_j = 0$, isso quer dizer que a direcção e sentido da componente horizontal da ruptura forma com o Norte um ângulo (azimute da ruptura) que denominamos por γ . Por outro lado, nos pontos ortogonais àquela direcção é medido um valor $\Delta\tau'_j(\theta) = \Delta\tau_0$. Finalmente, com os dois parâmetros $\Delta\tau'_{\min}$ e $\Delta\tau_0$ retirados da curva de ajuste representada na Figura 4.6, calcula-se v_{rH} , a partir de 4.11,

$$v_{rH} = \frac{1 - (\Delta\tau'_{\min}/\Delta\tau_0)}{p_0/R_0} \quad (4.12)$$

A normalização dos intervalos $\Delta\tau_j(\theta, p)$ para um valor padrão p_0 é calculada através de,

$$\Delta\tau'_j(\theta) = \Delta\tau_j(\theta, p)\chi_j \quad (4.13)$$

em que χ_j é o factor de normalização dado por,

$$\chi_j = \frac{1 - v_{rH} \left(\frac{p_0}{R_0} \right) \cos \theta_j}{1 - v_{rH} \left(\frac{p_j}{R_0} \right) \cos \theta_j} \quad (4.14)$$

De acordo com (4.14), o próprio factor de normalização χ_j depende do parâmetro v_{rH} que se procura determinar através de 4.12, que por sua vez é função de variáveis ($\Delta\tau'$) que dependem de χ_j . Este encadeado de cálculos constitui uma referência circular que é resolvida mediante um processo iterativo de sucessivas aproximações.

Como já foi observado, o método é estabelecido a partir da componente horizontal da velocidade de ruptura que, conseqüentemente, é o parâmetro possível de estimar. Todavia, desde que conhecida a componente horizontal da velocidade de ruptura, v_{rH} e da sua direcção, γ , a obtenção da própria velocidade de ruptura v_r poderá ser feita se previamente for conhecida também a geometria da falha através dos parâmetros angulares: azimute do traço da falha ("strike"), ϕ ; e inclinação da falha em relação à horizontal ("dip"), δ . De acordo com a Figura 4.7 a velocidade de ruptura e a sua direcção sobre o plano de falha são dados pelas equações 4.15 e 4.16.

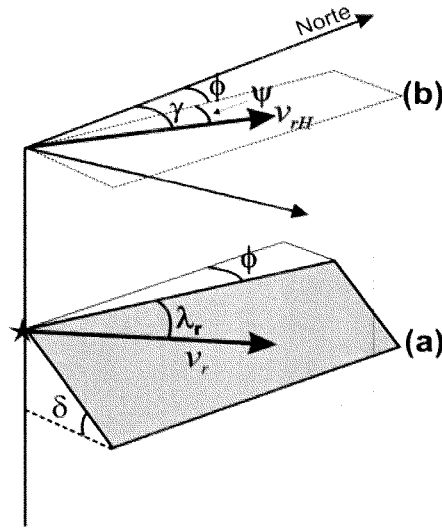


Figura 4.7: representação esquemática dos parâmetros geométricos de uma falha rectangular (a) e sua projecção na superfície (b).

$$v_r = \frac{v_{rH}}{\cos \delta} \sqrt{\cos^2 \psi \cos^2 \delta + \sin^2 \psi} \quad (4.15)$$

$$\lambda_r = \arctan \left(\frac{\tan \psi}{\cos \delta} \right) \quad (4.16)$$

em que, segundo a Figura 4.7,

$$\psi = \gamma - \phi. \quad (4.17)$$

As considerações acabadas de apresentar estabelecem um método que permite determinar a direcção e velocidade da ruptura a partir de um conjunto de medidas de intervalos entre fases comuns a um conjunto de sismogramas provenientes de estações distribuídas à volta da fonte. Considerando a situação particular de uma fonte que rompe unilateralmente com velocidade constante, como a do modelo de Haskell, e admitindo que os intervalos considerados correspondem à diferença entre duas fases, uma do início da ruptura e outra do fim, isto é, ao tempo de ruptura medido em cada sismograma, $\Delta\tau_j(\theta, p) = \tilde{T}_0(\theta, p)$, então $\Delta\tau_0 = \frac{L}{v_r}$ em que L é o comprimento da fonte como foi visto no §2.3.2. Neste caso particular a equação 4.10 toma a forma,

$$\tilde{T}_0(\theta, p) = \frac{L}{v_r} - \frac{pL}{R_0} \cos \theta \quad (4.18)$$

que é igual à equação 2.14 obtida no §2.3.2 por integração do modelo de Haskell com aproximação a um meio de propagação esférico constituído por camadas.

4.2 Algoritmo DIRDOP

Para operacionalizar o cálculo da velocidade de ruptura em conformidade com o modelo apresentado, foi criada uma sequência de procedimentos denominada por algoritmo DIRDOP cuja listagem se encontra no Apêndice 2. A preceder a utilização do algoritmo está o trabalho de preparação de dados que consiste, como à frente se analisará em pormenor, em identificar marcas características num conjunto de registos sísmicos provenientes de estações distribuídas azimutalmente em relação à fonte. É precisamente o intervalo de tempo entre essas marcas, $\Delta\tau_j(\theta, p)$, o elemento informativo principal desta técnica, a exactidão com que são identificados e medidos determina a solidez dos resultados. Ultrapassada a fase preliminar de recolha de dados segue-se uma sequência de etapas até à obtenção dos resultados finais.

4.2.1 Pré-processamento de dados

Nesta primeira etapa, conhecidos que são as coordenadas geográficas de cada ponto de observação e o hipocentro do sismo são calculados a distância (Δ_j) e azimute de cada ponto de observação j em relação ao epicentro (φ_j). O algoritmo integra uma rotina "GEOM" que resolve este problema para um meio esférico e também determina automaticamente os p_j através das tabelas de Jeffreys-Bullen.

4.2.2 Cálculos preliminares

Antes de ser iniciado o processo iterativo para o cálculo dos parâmetros a estimar, e porque esse processo envolve uma inversão não linear, há necessidade de atribuir valores preliminares a alguns parâmetros implicados. A escolha dos valores preliminares é muito importante porque compromete o resultado final. O critério de inversão usado (mínimos quadrados) consiste em minimizar, por sucessivas aproximações, uma função de erro (SQR) que normalmente contém um conjunto de mínimos locais. Se os parâmetros iniciais não estiverem muito afastados dos que minimizam a função SQR, então a probabilidade de convergência no mínimo absoluto ou muito

perto dele é grande. Contrariamente, uma escolha inadequada de parâmetros iniciais poderá conduzir à convergência num mínimo local que, necessariamente, não é a melhor solução (Menke, 1984; Tarantola, 1987). Neste exercício importa encontrar valores preliminares para os seguintes parâmetros:

1. *direcção da velocidade de ruptura* (γ_0). De acordo com (4.10) o mínimo de $\Delta\tau$ verifica-se quando $\theta = 0$, isto é, quando a direcção da velocidade coincide com a direcção do ponto de observação. Considera-se então, numa primeira aproximação, a direcção da ruptura a direcção que corresponde ao menor valor $\Delta\tau$;
2. *componente horizontal da velocidade de ruptura* (v_{rH}). Pode fixar-se qualquer valor, todavia, é conveniente que esse valor esteja entre os 2.4 e 3.6Km/s, faixa aceite e reconhecida para a velocidade de ruptura;
3. *os parâmetros auxiliares* A e η da curva de ajuste 4.19 aos valores normalizados $\Delta\tau'$. De acordo com (4.11), os dados $\Delta\tau'$ distribuem-se segundo a equação geral,

$$\Delta\tau'_j(\varphi) = K + A \cos(\varphi_j + \eta). \quad (4.19)$$

Comparando a curva da Figura 4.6 com (4.19) tiramos:

$$A = \frac{\Delta\tau'_{\max} - \Delta\tau'_{\min}}{2} \quad (4.20)$$

$$K = \Delta\tau'_{\min} + A \quad (4.21)$$

$$\eta = 180 - \varphi(\Delta\tau'_{\min}) \quad (4.22)$$

em que $\Delta\tau'_{\max}$, $\Delta\tau'_{\min}$ são os valores mínimo e máximo e $\varphi(\Delta\tau'_{\min}) = \gamma$ a direcção do ponto de observação que corresponde a $\Delta\tau'_{\min}$.

4.2.3 Processo iterativo

As operações fundamentais do algoritmo encadeiam-se através de um processo iterativo pela seguinte ordem:

1. cálculo, por (4.14), do factor normalização, χ_j , associado a cada um dos pontos de observação e normalização, (por 4.13) das medidas $\Delta\tau(\theta, p)$ para um valor de p_0 comum a todos os dados;
2. inversão dos parâmetros A e η do modelo (4.19), que melhor definem o ajuste ao conjunto de pontos experimentais normalizados $\Delta\tau'_j$; $j = 1, 2, \dots, N$, sendo N o número de pontos de observação. Esta operação constitui a inversão não linear atrás referida e é resolvida pelo método dos mínimos quadrados, mediante o procedimento de sucessivas aproximações descrito por Menke (1984). Considerando um modelo não linear genérico traduzido por,

$$d = g(m)$$

em que d e m representam, respectivamente, o conjunto dos dados d_j ($j = 1, \dots, N$) e dos parâmetros do modelo, m_k ($k = 1, \dots, M$) que se pretendem estimar. Admitindo variância uniforme nos dados, $\sigma_d^2 = Cte$, os parâmetros podem ser iterativamente calculados através de;

$$m_{n+1}^{est} = [G_n^T G_n]^{-1} G_n^T [d - g(m_n^{est})] + m_n^{est}$$

em que n representa a ordem da iteração e $G = [g_{jk}]$ com $g_{jk} = \frac{\partial g_j}{\partial m_k}$. Este método pode ser aplicado ao caso do modelo em análise, (4.19), em que $m_1 = A$ e $m_2 = \eta$;

3. aplicando A e η no modelo (4.19) podem calcular-se os pontos da curva que melhor se ajusta aos pontos experimentais, $\Delta\tau^{(est)}$. Desses pontos destacamos o valor mínimo, $\Delta\tau_{\min}^{(est)}$; a direcção associada ao valor mínimo a qual coincide com a da velocidade de ruptura; o valor $\Delta\tau_0^{(est)}$ que, como vimos, corresponde aos valores que se verificam na direcção ortogonal à que foi estimada para a ruptura. A partir daqueles dados é calculada, por (4.12), a componente horizontal da velocidade de ruptura, v_{rH} . Feito este cálculo o processo será todo repetido a partir do ponto 1 enquanto não for atingido o critério de convergência. Esse critério poderá ser simplesmente a fixação de um número de iterações, a opção escolhida em DIRDOP, ou ser baseado numa estimativa

de erros.

um aspecto fundamental a considerar em qualquer situação que envolva a estimativa de parâmetros físicos baseada em medições é o do cálculo dos erros. É muitas vezes o único meio que se dispõe para qualificar os resultados e aferir os métodos. Por isso é indispensável que se faça. No apêndice 1 -Nota 3 estão explicados os pormenores do cálculo de erros, usado neste algoritmo.

4.3 Critérios para identificação de marcas comuns nos registos sísmicos

A etapa mais delicada e laboriosa da aplicação do método é a que compreende o tratamento do sinal sísmico para identificação e medição do intervalo de tempo entre fases comuns, $\Delta\tau_j$ no conjunto de registos. Pretende-se que essas fases correspondam, na fonte, a dois estados da ruptura ocorridos em duas posições e instantes diferentes, isto é, dois sub eventos. Se forem escolhidas duas fases num sismograma registado em determinada estação e se se pretender identificar as mesmas fases nos registos das restantes estações, é-se confrontado algumas vezes com sérias dificuldades em seguir o reconhecimento. De ponto para ponto de observação os sismogramas podem mudar a fisionomia, camuflando aqueles sinais que caracterizavam as fases escolhidas em anteriores registos. Nessas circunstâncias torna-se imperioso optar por nova escolha de fases e começar tudo de novo. Para evitar a perda de tempo e trabalho que esses abandonos implicam, é conveniente planificar-se a escolha das fases com base em toda a informação disponível e não apenas em parte dela. A melhor forma de o fazer é através da observação de figuras com o alinhamento dos sismogramas segundo a sua posição azimutal, como os das Figuras 4.24 e 4.27.

Quando os registos sísmicos de grandes eventos, e portanto associados a rupturas extensas, provém de estações de banda larga colocadas a distâncias telesísmicas ($30^\circ < \Delta < 90^\circ$), a assinatura da ruptura pode ser discriminada numa porção de registo que corresponde à janela temporal iniciada na primeira chegada mas com duração superior ao tempo da ruptura. De acordo com a teoria da propagação das ondas sísmicas, do conjunto de fases que chegam a uma estação localizada a uma distância telesísmica procedentes de uma fonte pontual, apenas um reduzido número delas

chega à estação dentro da janela temporal equivalente à duração da ruptura. Assim sendo, e considerando que a fonte extensa é constituída por vários sub eventos, cada um correspondendo a uma fonte pontual, a porção do sinal sísmico compreendida entre o instante da primeira chegada e o fim da ruptura, é constituída pelas marcas deixadas pela chegada dessas fases. Cada sub evento deixa nessa parte do registo a sua assinatura que é constituída por 3 ou 4 marcas associadas às fases que chegam à estação dentro da janela temporal considerada. As restantes fases de cada sub evento, as que chegam mais tarde, caem fora dessa janela.

Para proceder à selecção da porção de sismograma a usar para cada evento, deve haver um critério rápido de estimar a duração da ruptura, T_r , a partir da informação disponível do evento. Como a magnitude M_w é um parâmetro conhecido à partida, a duração da ruptura pode estimar-se através de relações empíricas como,

$$\begin{aligned} T_r &\simeq 10^{0.615M_w - 3.182} && \text{para } M_w < 7 \\ T_r &\simeq 10^{0.615M_w - 3.182} \pm 7 \times 10^{-8} e^{2.29m} && \text{para } M_w \geq 7 \end{aligned} \quad (4.23)$$

Estas relações foram obtida a partir dos resultados apresentados por (Tanioka e Ruff, 1997) num estudo que relaciona a duração da fonte com o momento sísmico M_0 , usando dados de um grande número de eventos.

Como exemplo considere-se um registo de um evento de magnitude $M_w = 8.2$ feito numa estação situada à distância telesísmica de $\Delta = 82.9^\circ$. O instante teórico de chegada das primeiras fases de cada sub evento à estação, calculado pela rotina TTIM do programa SEISAN (Havskov e Ottemöller, 2003), está indicado na Tabela 4.1. A Figura 4.8 apresenta precisamente os primeiros 150s da componente vertical de um registo sísmico real obtido nessas condições. A fonte sísmica associada a este registo corresponde a uma ruptura com cerca de 140km de comprimento e uma duração estimada que ronda os 70s (Caldeira et al., 2002). De acordo com 4.23, a duração desta fonte é de 73 ± 10 s, portanto a janela de 150s considerada alberga certamente uma assinatura da ruptura. Nestes registos, embora possam estar apagados alguns pormenores menos impulsivos da ruptura devido à atenuação e efeitos de interferência, os episódios mais representativos encontram-se aí diferenciados, porém a interpretação pode não ser intuitiva. No caso considerado, atendendo ao intervalo relativo entre as fases teóricas de cada sub evento que caem dentro do registo da

Tabela 4.1: Tempo de chegada das primeiras fases a uma estação que dista 82.9 graus do foco. A origem do tempo coincide com o instante de ruptura. Na coluna da direita estão indicados os intervalos entre os instantes de chegada de fases consecutivas.

Fase	Tempo de percurso, (s)	Instante de chegada, (s)
P	741.35	0.0
PcP	745.84	4.5
pP	751.80	10.4
sP	755.87	14.4
PP	931.68	190.2

fonte, foi tentada uma interpretação que se encontra assinalada junto ao sismograma da Figura 4.8. Essa interpretação é esboçada a partir da distribuição dos seis sub eventos apresentados na figura com os quais se explica uma boa extensão do registo obtido. Idêntica análise feita para os restantes registos do mesmo evento permite seguir duas fases e medir o intervalo entre elas. Essas medidas constituem os dados necessários à aplicação do método.

A facilidade ou dificuldade em seguir duas fases num conjunto sismogramas é fortemente condicionada pela história da ruptura. Assim, em rupturas que evoluíram de uma forma mais ou menos contínua e uniforme, onde não houve episódios significativamente mais impulsivos que outros, o sinal sísmico que daí decorre não apresenta picos característicos comuns a evidenciarem-se claramente em relação aos demais. Por outro lado, as fontes cuja ruptura avança irregularmente alternando entre troços onde predominam grandes deslizamentos com outros onde a ruptura progride com maior suavidade, geram sismogramas onde se destacam algumas fases características, comuns a todos os registos. Usando a nomenclatura mais usual, pode afirmar-se que as fontes que apresentam uma taxa de libertação de momento, ou seja, uma (FTF) mais "recortada", são as que produzem sismogramas com fases comuns mais fáceis de identificar nos registos.

Reconhecidas as principais dificuldades na identificação de fases comuns, foi estabelecido o seguinte protocolo para tratamento do sinal desde a obtenção das formas de onda até à identificação das fases comuns:

1. obtenção das formas de onda

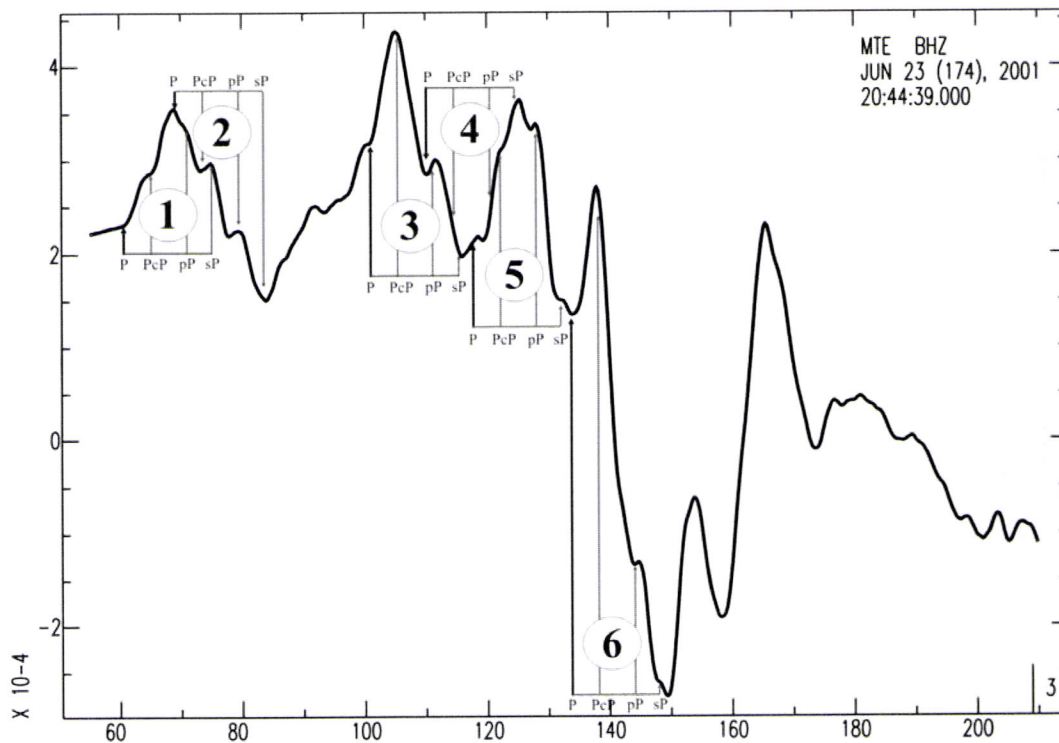


Figura 4.8: Registo, na estação MTE - Manteigas (Portugal) rede GEOFON, das primeiras fases relativas aos 6 subeventos do sismo de Arequipa (Peru) de 23 de Junho de 2001. Trata-se de um registo de deslocamento da componente vertical, banda larga (BHZ), desconvoluído do instrumento. Junto ao registo foi montada uma interpretação da sua configuração apoiada nos tempos de chegada das fases associadas a um conjunto de sub eventos (numerados) que supostamente ocorrem durante o processo de ruptura.

Existem várias entidades que anunciam a disponibilização de formas de onda "On-Line" por FTP quase em tempo real. De entre elas as que apresentam maior versatilidade no acesso são os consórcios europeu ORFEUS, acessível pelo endereço <http://orfeus.knmi.nl> e americano IRIS, <http://www.iris.washington.edu>. Com as ferramentas de procura dos seus servidores podem requisitar-se as formas de onda de qualquer evento com uma grande flexibilidade de critérios que vão desde o tipo e componente do registo, duração a partir das primeiras chegadas, distância e azimute da estação. Assim, podem escolher-se as formas de onda que garantam uma boa cobertura azimutal da fonte.

2. identificação da primeira chegada

Visualização de todas as formas de onda lidas, onde deverão ser excluídos os sismogramas defeituosos que devem ser substituídos pelas alternativas mais próximas. Em simultâneo à visualização dos sismogramas pode fazer-se marcação da primeira fase e proceder a alguma cosmética não destrutiva como filtrar ruídos de alta frequência.

3. corte dos sismogramas e sua ordenação azimutal

Para facilitar a identificação das fases comuns, os sismogramas utilizados não devem possuir um tamanho que ultrapasse em muito a duração da fonte. Por isso, todo o sinal que for muito além da fonte deverá ser cortado. Como critério para definir onde efectuar o corte pode usar-se a equação 4.23 que estima a duração da ruptura, acrescentando-lhe pelo menos mais 30% do valor obtido afim de haver a certeza de que, para todos os registos, na janela considerada há fases com origem em todos os pontos da fonte. Este acréscimo é sugerido tendo em conta que para as distâncias usadas (entre 30° e 90°) e de acordo com 4.10, os pontos de observação que registam maior duração da ruptura obtém, no máximo, 24% mais que a duração real da ruptura.

Denominando por T_r a duração real da ruptura e por $T_{r_{\max}}$ a duração aparente registada no ponto de observação onde o valor, a percentagem desse aumento é, atendendo a 4.10

$$\frac{\Delta\tau_{\max} - \Delta\tau_o}{\Delta\tau_0} = v_r \left(\frac{p}{R_0} \right).$$

Atendendo a que a $v_r \approx 3\text{km.s}^{-1}$ e que para as distâncias usadas o valor máximo de $p/R_0 \approx 0.08$, encontra-se um acréscimo de 24%.

Para haver a certeza que a fonte está completa em todos os registos pode usar-se um pouco mais dos 24%, por exemplo 30%.

Depois desta operação, uma saída em papel de todos os sismogramas facilita a identificação das fases. Podem ser impressos mais que um sismograma em cada folha mas devem ser ordenados azimutalmente para facilitar o seguimento das fases escolhidas.

4. identificação e medição de marcas comuns no conjunto de registos

Depois de ordenados azimutalmente os sismogramas, a observação cuidada e simultânea de uma boa parte deles permite escolher duas fases comuns identificáveis em todos (ou quase todos) os sismogramas observados e medir o intervalo de tempo entre elas. É com esses dados que é construído o ficheiro de entrada de DIRPOP.

4.4 APLICAÇÕES de DIRDOP

Nesta secção serão apresentadas aplicações do algoritmo DIRDOP a um conjunto de situações sintéticas e reais. No caso das aplicações com dados obtidos de sismogramas sintéticos o objectivo é fundamentalmente avaliar a validade do método submetendo-o à prova num conjunto de situações típicas com as quais habitualmente somos confrontados. Este tipo de testes é de extrema importância pois fornecem a oportunidade única de analisar com pormenor o desempenho do método e do algoritmo uma vez que os resultados esperados são conhecidos à partida. Depois dos testes são apresentadas duas aplicações a situações reais de dois dos grandes sismos ocorridos nos últimos anos: o sismo de Izmith (Turquia) de 17 de Agosto de 1999 e o do Alaska (Canadá) de 3 de Novembro de 2002

4.4.1 Eventos sintéticos

Os dados utilizados neste primeiro grupo de ensaios foram lidos de sismogramas sintéticos gerados pelo programa KIKDIREC de Borges (2003). É um programa que

se baseia no modelo de fonte extensa de Kikuchi e Kanamori (1991) para sintetizar o deslocamento u_j , produzido em qualquer ponto da superfície em consequência de determinada ruptura sísmica (ver §3.2.6). A fonte característica deste modelo de ruptura consiste num conjunto de fontes pontuais com mecanismos, momentos e distribuição espaço-temporal sobre um plano de falha definidos pelo utilizador.

Foram seis as situações de ensaio de DIRDOP com dados sintéticos, nomeadas S1, S2, S3, S4 e S5 e S6. Para cada uma delas foram produzidos os sismogramas de ondas P e componente vertical para 24 pontos de observação distribuídos uniformemente em torno do foco (com intervalo de 15°). O modelo de estrutura usado no cálculo das funções de Green foi o modelo ISASP91 de Kennett e Engdahl (1991).

- A **situação S1** corresponde a uma fonte extensa que evolui sobre uma falha rectangular, com traço orientado na direcção N67,5°E ($\phi = 67.5^\circ$) e inclinada 45° em relação à horizontal ($\delta = 45^\circ$). A ruptura é definida mediante um conjunto de 10 sub eventos pontuais que se sucedem a intervalos de 1s sobre um alinhamento de pontos igualmente espaçados (2.6km) na direcção do comprimento da falha, o que dá uma ruptura horizontal, com velocidade de propagação de 2,6km/s. Definindo por λ_r a direcção da ruptura em relação ao plano de falha, (ver Fig. 4.7) para esta situação $\lambda_r = 0^\circ$. Cada um dos sub eventos constitui um deslizamento sobre a falha na direcção $\lambda = 80^\circ$, portanto com mecanismo inverso ($\phi = 67.5^\circ$; $\delta = 45^\circ$; $\lambda = 80^\circ$) governado temporalmente por uma função temporal triangular com um tempo de crescimento de 1s (duração 2s) e amplitude constante. A função temporal da fonte completa definida por uma sequência funções triangulares parcialmente sobrepostas onde, excepcionalmente, os triângulos referentes ao primeiro e ao décimo sub eventos têm uma amplitude tripla dos restantes para garantir uma melhor identificação destes sub eventos nos sismogramas sintéticos obtidos (ver Fig. 4.9). Nesta situação, os sismogramas foram calculados, considerando que todos os pontos de observação se encontram à distância de 30° do epicentro (Fig. 4.10).
- A **situação S2** é semelhante à S1 no que respeita à distribuição dos pontos de observação relativamente ao epicentro e à distribuição espaço-temporal dos sub eventos sobre o plano de falha. As diferenças estão na orientação do

plano de falha que está agora dirigido na direcção N7.5°E , também com uma inclinação de 45° em relação à horizontal, e no mecanismo do deslizamento dos sub eventos que passa a normal, caracterizado pelos parâmetros $\phi = 7.5^\circ$; $\delta = 45^\circ$; $\lambda = -80^\circ$. Também aqui o 1° e 10° sub eventos tem momento triplo dos restantes para se distinguirem nos registos. Os sismogramas sintéticos referentes a esta situação estão representados na Figura 4.11.

- A **situação S3** foi definida por uma distribuição de 10 sub eventos ao longo de um plano de falha vertical orientado na direcção N7.5E. Os sub eventos sucedem-se na direcção do comprimento da falha ($\lambda_r = 0$) em intervalos de 1s com espaçamento entre sub eventos de 2.5 km, o que dá uma velocidade de ruptura, horizontal, $v_r = 2.5\text{km/s}$. O mecanismo individual dos sub eventos é de strike-slip puro, caracterizado pelos parâmetros $\phi = 7.5^\circ$; $\delta = 90^\circ$; $\lambda = 0^\circ$. Os sismogramas sintéticos obtidos para os 24 pontos distribuídas azimutalmente à distância de 30° estão representados na Figura 4.12.
- A **situação S4** é semelhante à S1 com a única diferença que os sismogramas sintéticos foram calculados considerando uma distribuição azimutal uniforme porém a distância foco-estação é agora variável numa faixa entre os 30 e os 90°. Os sismogramas sintéticos relativos a esta situação estão representados na Figura 4.13
- A **situação S5** desenvolve-se sobre um plano de falha de 35km de comprimento por 20km de largura orientado na direcção $\phi = 52,5^\circ$ e inclinado $\delta = 45^\circ$ em relação à horizontal. Sobre esse plano é definida uma sequência de sub eventos que progride na direcção $\lambda_r = -30^\circ$ com uma velocidade de ruptura $v_r = 2.6\text{km/s}$. Cada sub evento individual tem mecanismo definido pelos parâmetros $\phi = 52.5^\circ$; $\delta = 45^\circ$; $\lambda = 80^\circ$. A função temporal da fonte desta situação é igual à das anteriores e os sismogramas sintéticos são calculados para os mesmos pontos de observação da situação S4 e estão representados na Figura 4.14.
- Na **situação S6** foi ensaiada uma ruptura bi-lateral que acontece sobre um plano de falha orientado na direcção $\phi = 67,5^\circ$ e inclinado $\delta = 45^\circ$. A ruptura é definida para acontecer em dois intervalos. O primeiro, com duração



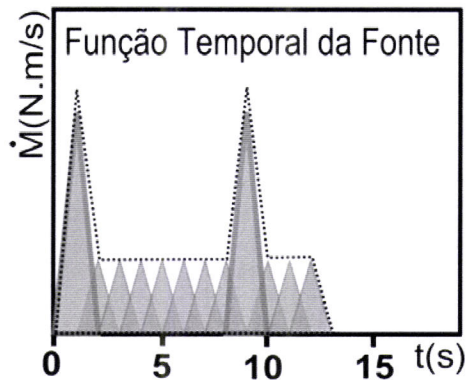


Figura 4.9: Função temporal da fonte composta por 12 fontes elementares triangulares, com um tempo de crescimento de 1s. O primeiro e o 9º sub eventos têm picos de amplitude triplo dos restantes sub eventos que definem a fonte. O contorno tracejado que envolve os triângulos representa o envelope desta FTF.

de 9s, inicia-se a partir do hipocentro numa sequência de sub eventos que progride horizontalmente ao longo do sentido positivo da falha ($\lambda_r(I) = 0$) com velocidade de ruptura $v_r(I) = 3.55\text{km/s}$. A seguir a esta primeira fase de ruptura é definida uma paragem de 6s seguindo-se um novo ciclo de ruptura também com a duração de 9s e origem no hipocentro mas progredindo em sentido inverso ($\lambda_r(II) = 180^\circ$) com velocidade de ruptura $v_r(II) = 3.55\text{km/s}$. A função temporal da fonte para esta situação é diferente das anteriores e está representada na Figura 4.15 juntamente com outros parâmetros da fonte que definem a situação e com os sismogramas sintéticos obtidos para uma distribuição azimutal uniforme de pontos à distância de 30° .

Para cada situação ensaiada foram escolhidas fases comuns a todos os sismogramas que estão assinaladas nas Figuras 4.10; 4.11; 4.12; 4.13; 4.14 e 4.15 e medido o intervalo entre eles cujos valores se encontram no apêndice 3. Esses valores foram introduzidos em DIRDOP que devolveu os resultados representados nas Figuras 4.16; 4.17; 4.18; 4.19; 4.20; 4.21 Para os ensaios em que os pontos de observação se situam todos à mesma distância da fonte (situações S1, S2, S3 e S6), a normalização está definida à partida, e os valores medidos ("Tau lido") coincidem com os valores normalizados ("Tau normalizado"); nos casos ensaiados a distância escolhida foi de $\Delta = 30^\circ$, o que corresponde a um valor $p/R_0 = 0.082\text{s.km}^{-1}$ dado pelas tabelas de Jeffrey-Bullen. Nas restantes situações (S4 e S5) como as estações se localizam a

diferentes distâncias do epicentro foi necessário proceder à normalização, daí que os valores lidos e ajustados não coincidam. A curva do modelo 4.19("Tau ajustado") a partir da qual são calculados os parâmetros da ruptura é a curva de ajuste aos valores normalizados (4.11) "Tau normalizados".

A Tabela 4.2 resume os resultados obtidos por DIRDOP para cada situação ensaiada. A fim de facilitar a consulta foram colocados lado a lado a parametrização utilizada na criação dos sintéticos por KIKDIREC com os correspondentes, ou relacionáveis, parâmetros obtidos por DIRDOP. Nas situações em que a velocidade de ruptura foi definida só com componente horizontal (ensaios S1; S2; S3; S4 e S6), os valores de γ e v_{rH} obtidos por DIRDOP correspondem precisamente ao azimute da falha, ϕ , e à velocidade de ruptura, v_r . Analisando as soluções para esses ensaios conclui-se que há uma boa colagem dos resultados àquilo que seria de esperar. Em relação à determinação do azimute da ruptura, os resultados obtidos ajustam-se melhor aos usados na modelação do que as estimativas de erro sugerem; já no que se refere às estimativas da velocidade de ruptura, embora globalmente os resultados sejam bons, na situação S4 o valor obtido afasta-se cerca de 8% do esperado, caindo fora da margem de erro admitida para esse caso que era de 7%. O processo de obtenção da velocidade de ruptura é mais delicado uma vez que compreende duas operações de maior vulnerabilidade: por um lado é mais sensível à exactidão das medidas, por outro, o método de inversão compreende a normalização 4.11 que, como foi visto, é conseguida iterativamente num ciclo de inversões e por isso está mais sujeita a erros.

As situações S1, S2 e S3 testam, mediante condições de ruptura semelhantes, (ambas correspondem a rupturas horizontais) a influência do mecanismo da fonte na aplicação do método. A comparação dos resultados não permite notar diferenças de eficácia por esse facto. No entanto, a observação dos sismogramas esboça alguns indícios que sugerem diferenças quando aplicado a situações reais. Para distâncias de registo teleísmicas, comparáveis às utilizadas nos ensaios, a posição das estações na esfera focal situa-se perto da zona central. Por isso, para mecanismos de falha inversa ou normal, a probabilidade da polaridade variar de ponto para ponto de observação não é muito alta e conseqüentemente o aspecto dos sismogramas é preservado o que facilita o acompanhamento das fases escolhidas. Nas situações de mecanismos de desligamento isso já não acontece. Para qualquer que seja a distância considerada, à

medida que se percorrem os sismogramas registar-se-ão passagens por zonas nodais que modificam a fisionomia do sinal e conseqüentemente dificultam o seguimento de fases. Esse facto é bem visível na situação de desligamento ensaiada (Fig. 4.12). No caso analisado essa circunstância não adiciona grandes dificuldades porque, pela simplicidade da ruptura, os sismogramas de quadrantes diferentes apresentam uma simetria explícita onde as fases podem facilmente ser acompanhadas.

Com a situação S5 pretende-se testar o efeito da componente da velocidade de ruptura na direcção da inclinação sobre os resultados e a validade do método para a caracterizar. O programa DIRDOP, tal como foi concebido, apenas permite encontrar a direcção e valor da componente horizontal da velocidade de ruptura e estimar os respectivos erros. Porém, se conhecidos o azimute e inclinação da falha, determinados por outro método, e se as estimativas de erro permitirem quantificar diferenças entre a direcção da componente horizontal da velocidade de ruptura e a direcção do traço da falha é porque a componente da velocidade de ruptura na direcção da inclinação é importante (ver Fig. 4.4). Nestas circunstâncias, a determinação da velocidade de ruptura (v_r) e ângulo de mergulho (λ_r) podem ser encontrados, respectivamente por, 4.15 e 4.16. Na situação ensaiada obtém-se $v_r = 2.7 \pm 0.30 \text{ km.s}^{-1}$ e $\lambda_r = 29.1^\circ \pm 10^\circ$. As equações pelas quais foram calculados os erros associados a v_r e a λ_r são apresentadas no apêndice 1-nota 4. A Comparação destes valores com os usados na modelação da ruptura (ver Tabela 4.2) mostra uma boa aproximação, contudo as estimativas de erro são um pouco elevadas (11% para a velocidade de ruptura e 34% para a direcção da ruptura sobre o plano de falha).

No ensaio S6 foi definida uma situação de ruptura bi-lateral segundo um modelo que separa as duas lateralidades. Os efeitos dessa separação são revelados inequivocamente pelos sismogramas sintetizados (Fig. 4.15), onde a identificação de dois pares de fases relacionadas com as duas etapas da ruptura se torna fácil. Os bons resultados obtidos para a situação são o reflexo disso. Infelizmente, apesar das rupturas bi-laterais serem relativamente frequentes em situações reais (e.g. sismo de Izmit -Turquia de 1999 ou o de Boumerdes-Argélia de 2003), a sua identificação não é tão fácil. A causa para isso reside no facto de nos modelos reais as lateralidades da ruptura não estarem tão explicitamente separadas. Quando a ruptura progride em mais que um sentido ao mesmo tempo, a radiação que daí chega é o resultado de interferências onde os dois efeitos se atenuam mutuamente; daí que, nessas situações,

o efeito da directividade esteja ou ausente ou, pelo menos muito atenuado, como é o caso do sismo de Izmith (Turquia) de 1999 que foi analisado neste trabalho, onde foi encontrada uma velocidade de ruptura muito baixa no sentido para onde a ruptura progrediu mais energicamente.

Tabela 4.2: Comparação, para cada situação ensaiada, dos valores dos parâmetros usados pelo programa KIKDIREC na modelação dos sismogramas sintéticos com os correspondentes valores obtidos pelo programa DIRDOP com dados retirados dos sismogramas modelados

Situação	Parâmetros usados na modelação dos sismogramas sintéticos				Parâmetros obtidos directamente com DIRDOP	
	ϕ ($^{\circ}$)(*)	δ ($^{\circ}$)	λ_r ($^{\circ}$)	v_r (km.s $^{-1}$)(*)	$\gamma \pm \Delta\gamma$ ($^{\circ}$)(*)	$v_{rH} \pm \Delta v$ (km.s $^{-1}$)(*)
S1 UI	67.5	45	0	2.60	68 \pm 8.45	2.6 \pm 0.18
S2 UI	7.5	45	0	2.60	8 \pm 7.39	2.7 \pm 0.18
S3 UI	7.5	90	0	2.50	8 \pm 7.80	2.6 \pm 0.18
S4 UI	67.5	45	0	2.60	68 \pm 8.10	2.8 \pm 0.19
S5 UI	67.5	45	30	2.80	46 \pm 8.42	2.5 \pm 0.22
S6 BI	67.5	45	0	3.55	67 \pm 6.20	3.5 \pm 0.18
	247.5				248 \pm 5.95	3.3 \pm 0.18

(*)Teoricamente, o azimute da falha (ϕ) coincide com o azimute da componente horizontal da velocidade de ruptura (γ) excepto nas situações em que $\lambda_r \neq 0$, situação 5, que é também a única situação onde v_r e v_{rH} não coincidem.

UI- Unilateral; **BI-** Bilateral

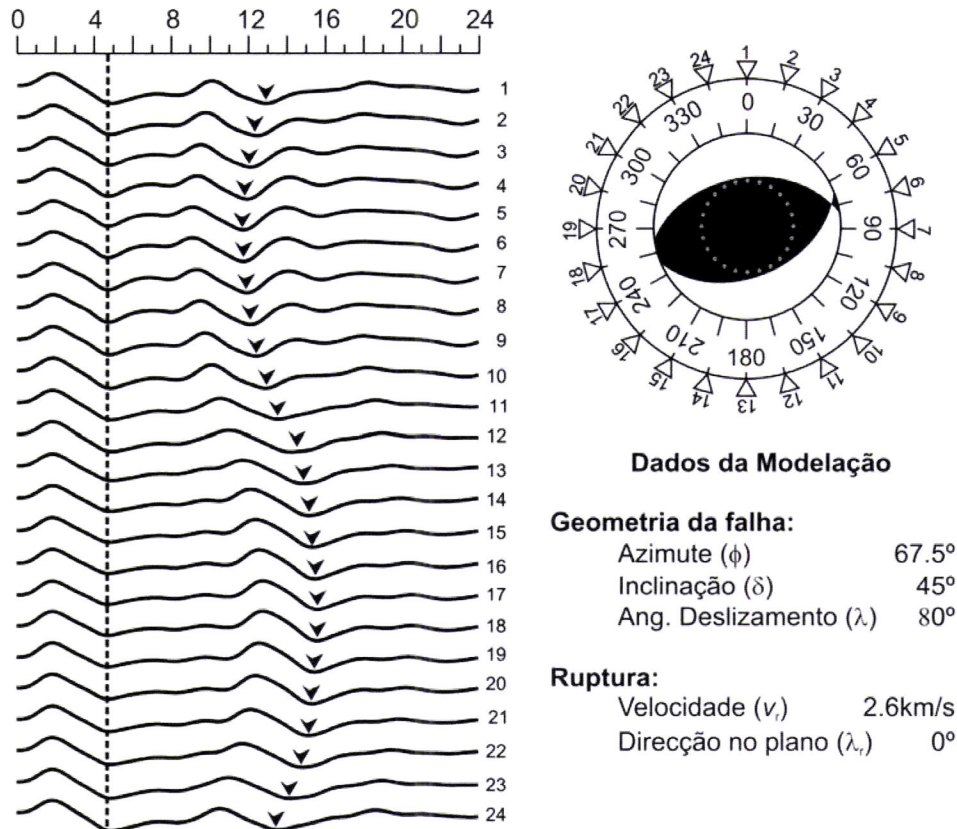


Figura 4.10: Situação S1-ruptura unilateral. À esquerda: os sismogramas sintéticos relativos às primeiras fases para cada ponto de observação considerado; as fases comuns consideradas estão assinaladas por meio de uma linha tracejada (a primeira) e por uma pequena seta (a segunda); o número colocado à frente de cada sismograma indica a posição azimutal correspondente, com referência à figura da direita. À direita dos sismogramas está indicado o mecanismo de cada sub evento, a posição azimutal de cada ponto de observação relativamente ao foco e o conjunto de parâmetros usados para definir a ruptura. Atendendo à distância a que se encontram os pontos de observação do foco ($\Delta = 30^\circ$), as suas posições na esfera focal, assinaladas pelas circunferências brancas sobre o mecanismo representado, situam-se para todas as situações na região de compressão. Daí que não sejam sentidos os efeitos da inversão de fase devido ao padrão da radiação.

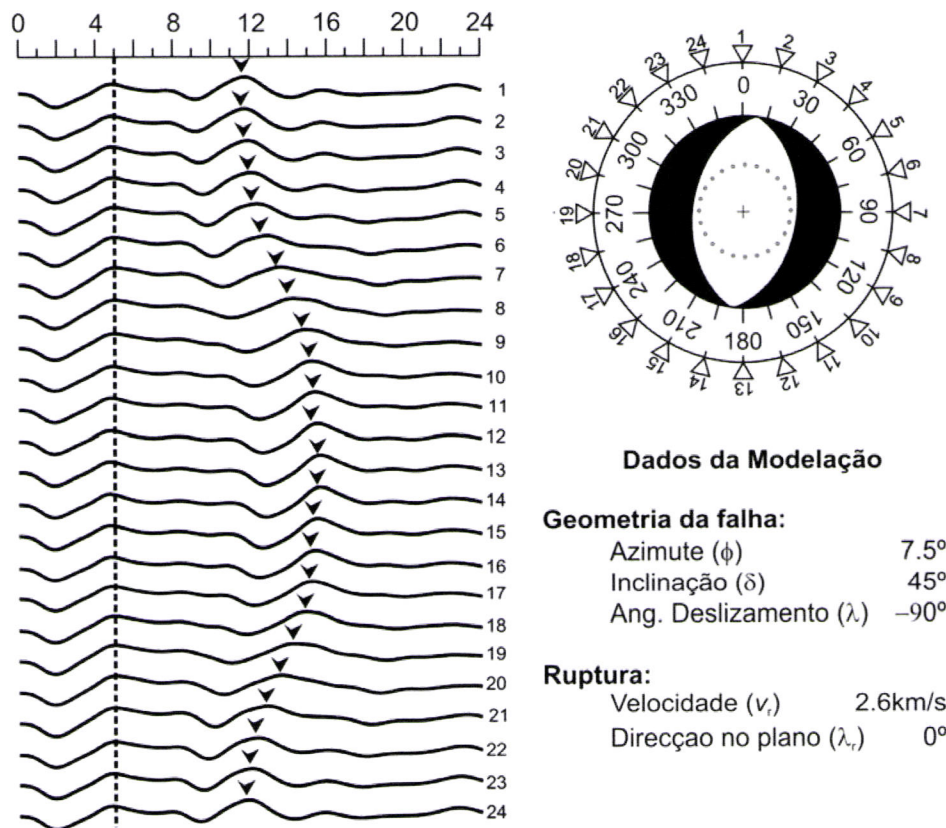


Figura 4.11: Situação S2- ruptura unilateral. À esquerda, sismogramas sintéticos relativos às primeiras fases para cada ponto de observação considerado. À direita, identificação dos parâmetros que definem a situação. (ver legenda da figura 4.10)

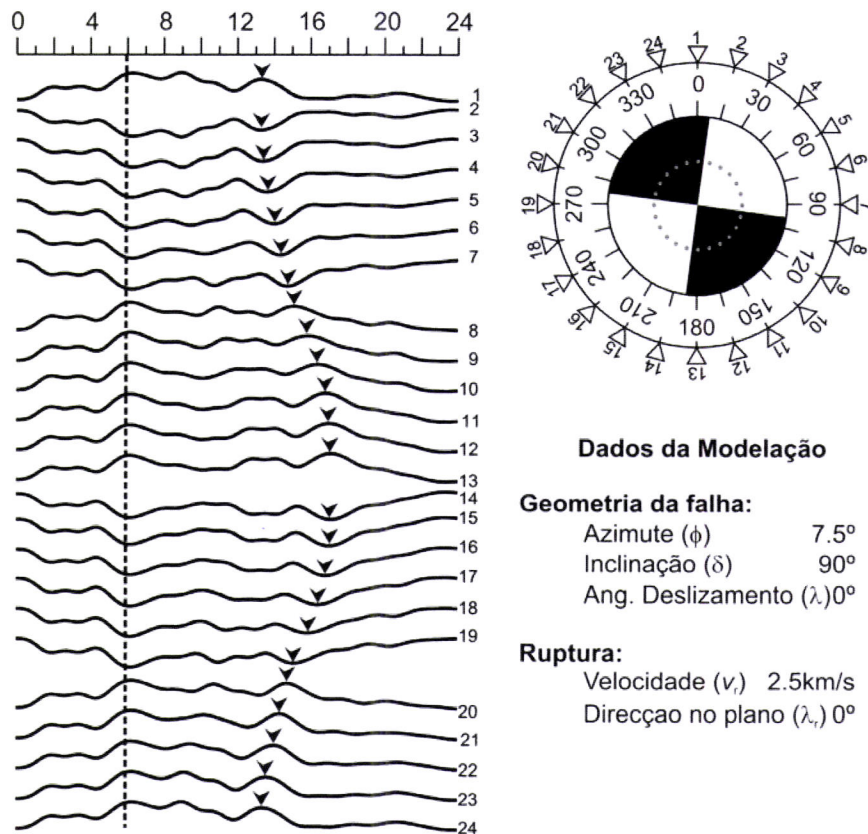


Figura 4.12: Situação S3- ruptura unilateral. Sismogramas sintéticos relativos às primeiras fases para cada ponto de observação considerado e identificação dos parâmetros que definem a situação. Nesta situação é bem visível o efeito do padrão da radiação que se manifesta pela inversão do sentido dos movimentos na transição entre zonas de compressão e dilatação (1-2; 7-8; 13-14 e 19-20). O efeito do padrão da radiação por motivos de proximidade das zonas nodais não é notado porque foi feita uma representação onde a altura de cada sismograma foi normalizada. ver legenda da figura 4.10

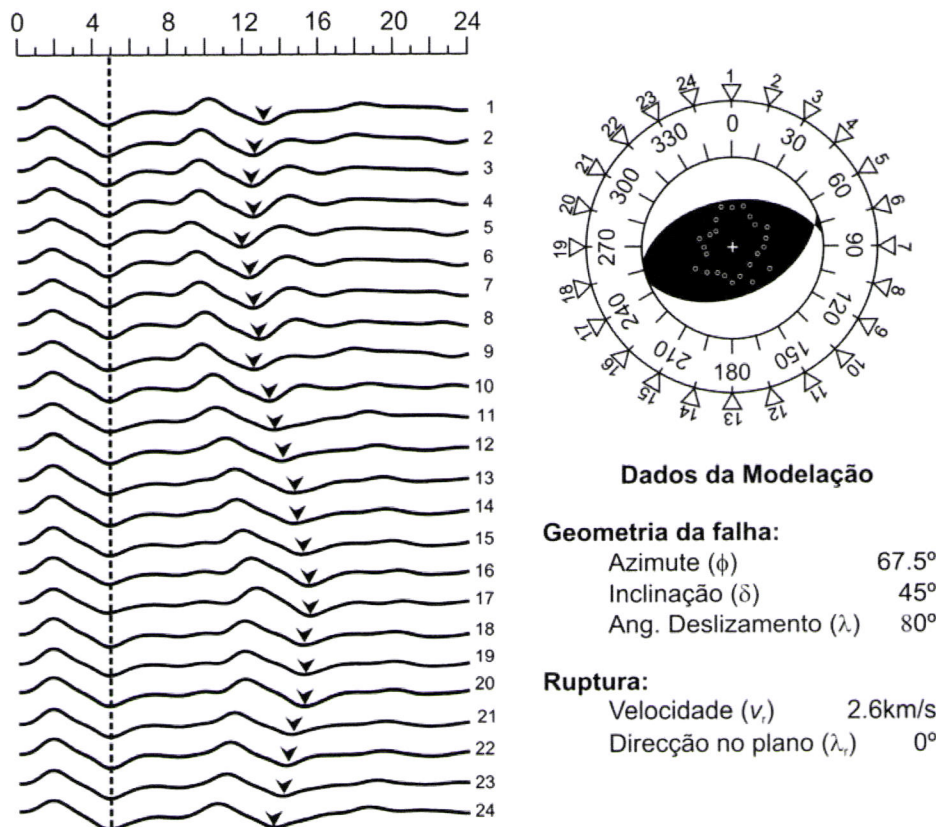


Figura 4.13: Situação S4- ruptura unilateral; pontos de observação a distâncias diferentes. Sismogramas sintéticos relativos às primeiras fases das ondas P (componente vertical) para cada ponto de observação considerado e representado na esfera focal (distâncias entre 30 e 90°); identificação dos parâmetros que definem a situação. O efeito dos pontos não estarem todos à mesma distância do foco é notado na curva definida pelas setas, a qual não apresenta o mesmo nível de regularidade que nas anteriores situações. ver legenda da figura 4.10

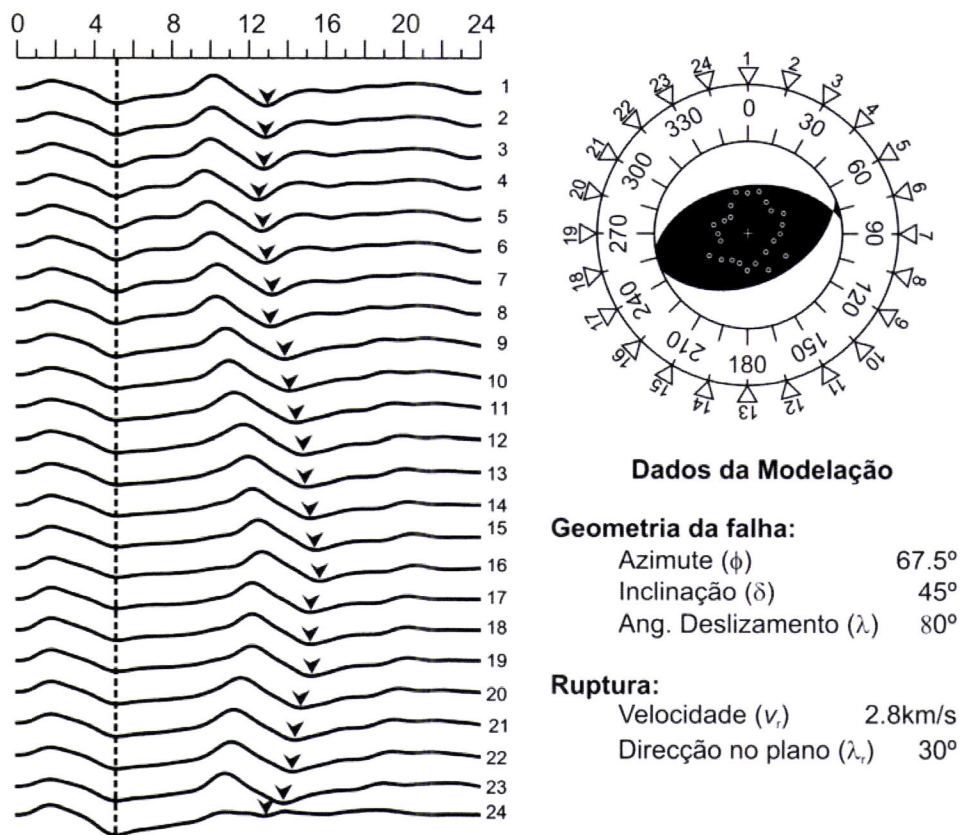


Figura 4.14: Situação S5- ruptura unilateral; pontos de observação a diferentes distâncias e ruptura oblíqua. Sismogramas sintéticos relativos às primeiras fases para cada ponto de observação colocados a diferentes distâncias, e considerando uma ruptura com componente vertical. ver figura 4.10

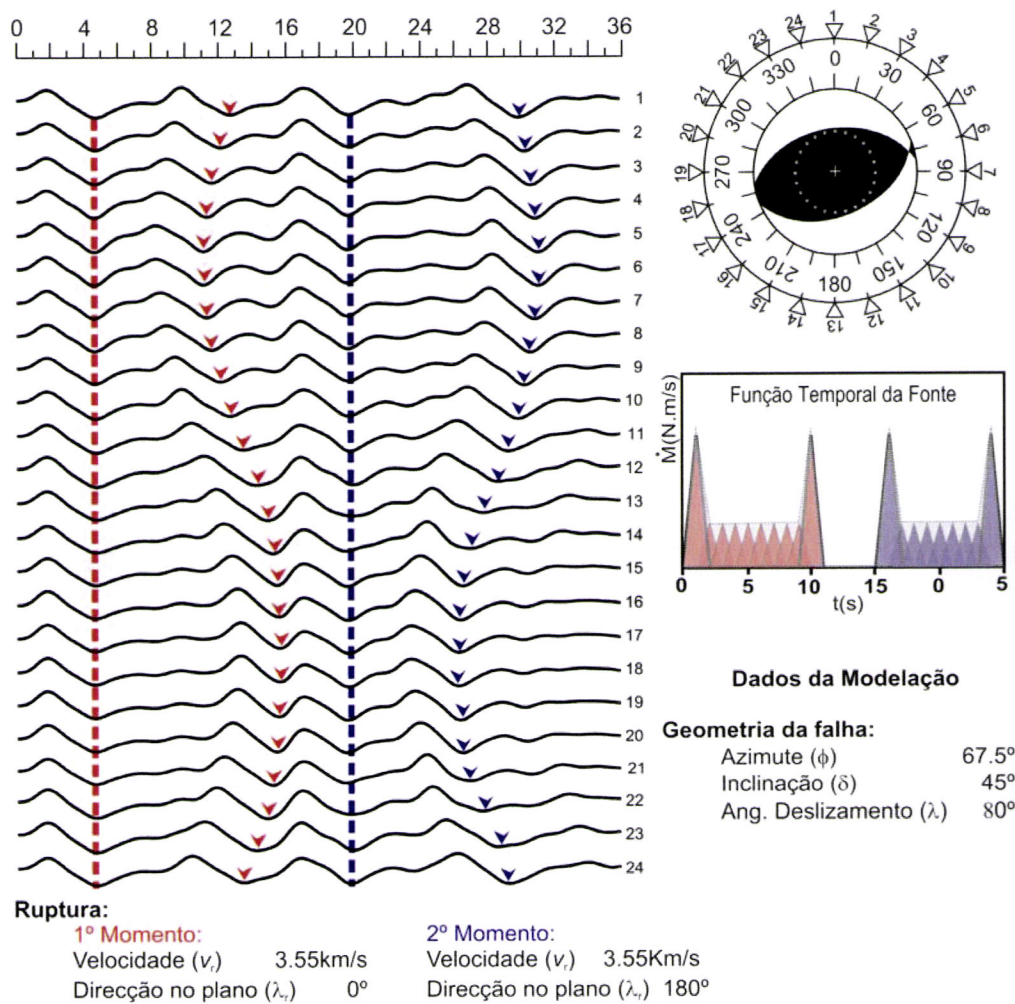


Figura 4.15: Situação S6-ruptura bilateral. Sismogramas sintéticos relativos às primeiras fases para cada ponto de observação relativamente a uma ruptura bi-lateral. Nota-se perfeitamente a coexistência de duas regularidades distintas, a primeira assinalada a vermelho e a segunda a azul. A primeira corresponde à primeira fase da ruptura que tem um mínimo na região entre o 5º e 6º ponto de observação e a segunda apresenta o seu mínimo na região entre 17º e 19º pontos de observação. A situação criada é relativamente fácil de analisar porque os dois episódios de ruptura estão relativamente bem separados. ver legenda da figura 4.10

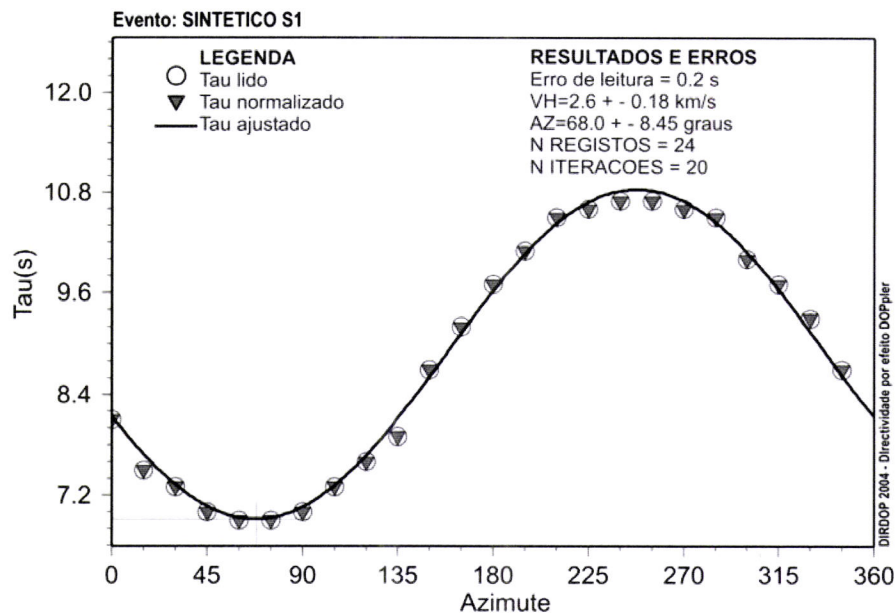


Figura 4.16: Situação S1- Resultados obtidos DIRDOP. O gráfico representa, através de círculos, a distribuição dos intervalos lidos nos sismogramas da figura 4.10, (cujos valores de encontram no apêndice 3); a curva a cheio constitui o ajuste dos dados ao modelo aceite. Os resultados indicados respeitam a: 1) Erro de Leitura -estimativa do erro na leitura das fases nos sismogramas; 2) VH - componente horizontal da velocidade de ruptura e respectivo erro; AZ - valor da direcção da componente horizontal da velocidade de ruptura (γ); N REGISTOS - n^o de sismogramas usados; N ITERACOES - n^o de iterações fixadas para a convergência.

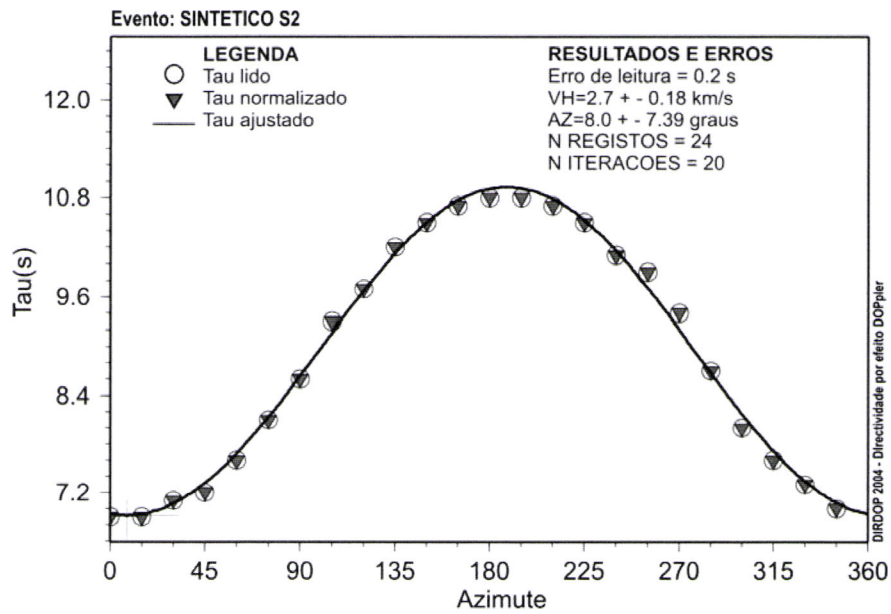


Figura 4.17: **Situação S2.** Resultados da aplicação dos dados lidos nos sismogramas da figura 4.11 a DIRDOP. Para mais pormenores ler a legenda da figura 4.16

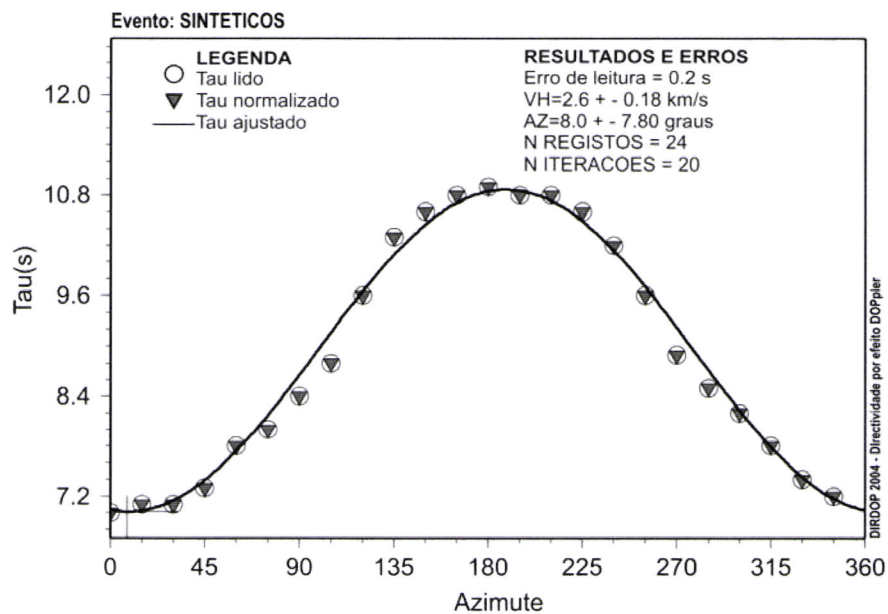


Figura 4.18: **Situação S3.** Resultados da aplicação dos dados lidos nos sismogramas da figura 4.12 a DIRDOP. Para mais pormenores ler a legenda da figura 4.16

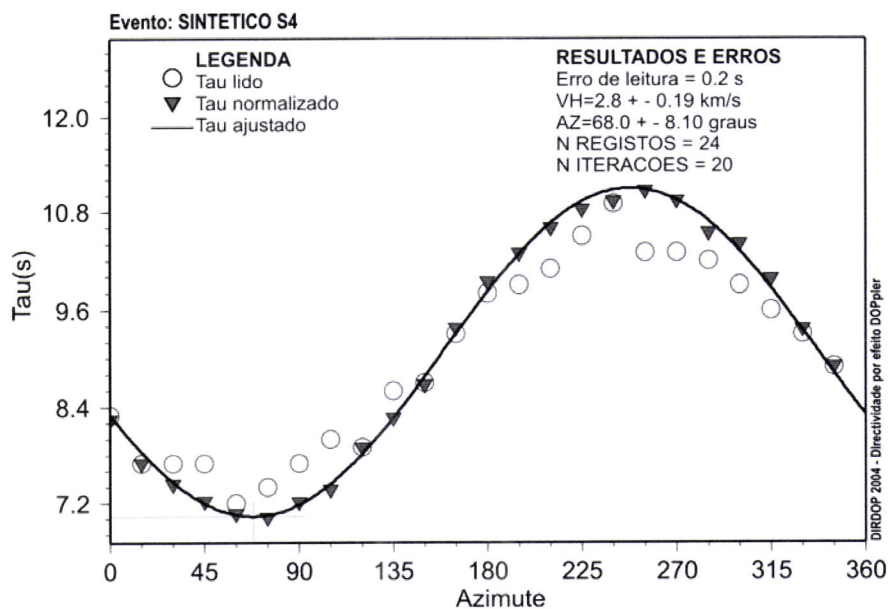


Figura 4.19: **Situação S4**. Resultados da aplicação dos dados lidos nos sismogramas da figura 4.13 a DIRDOP. Para mais pormenores ler a legenda da figura 4.16

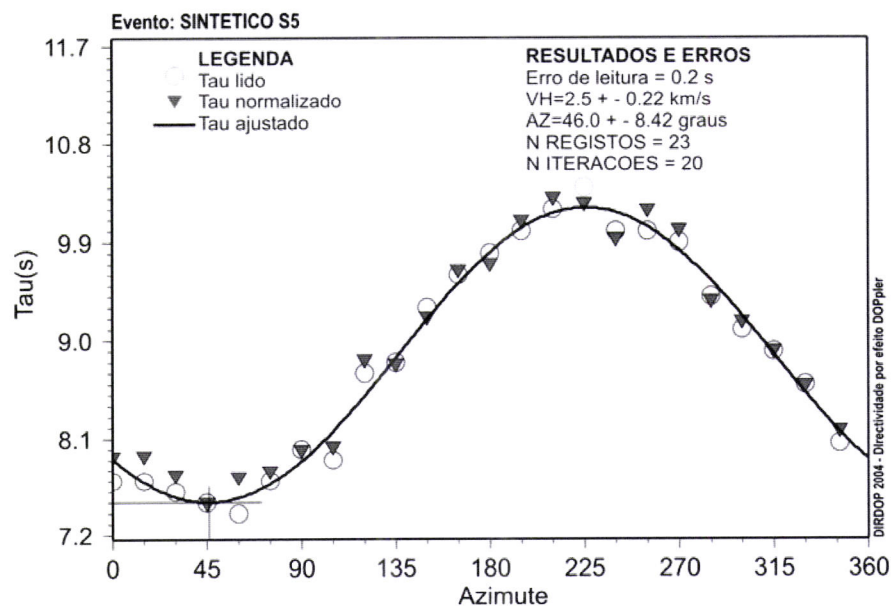


Figura 4.20: **Situação S5**. Resultados da aplicação dos dados lidos nos sismogramas da figura 4.14 a DIRDOP. Para mais pormenores ler a legenda da figura 4.16

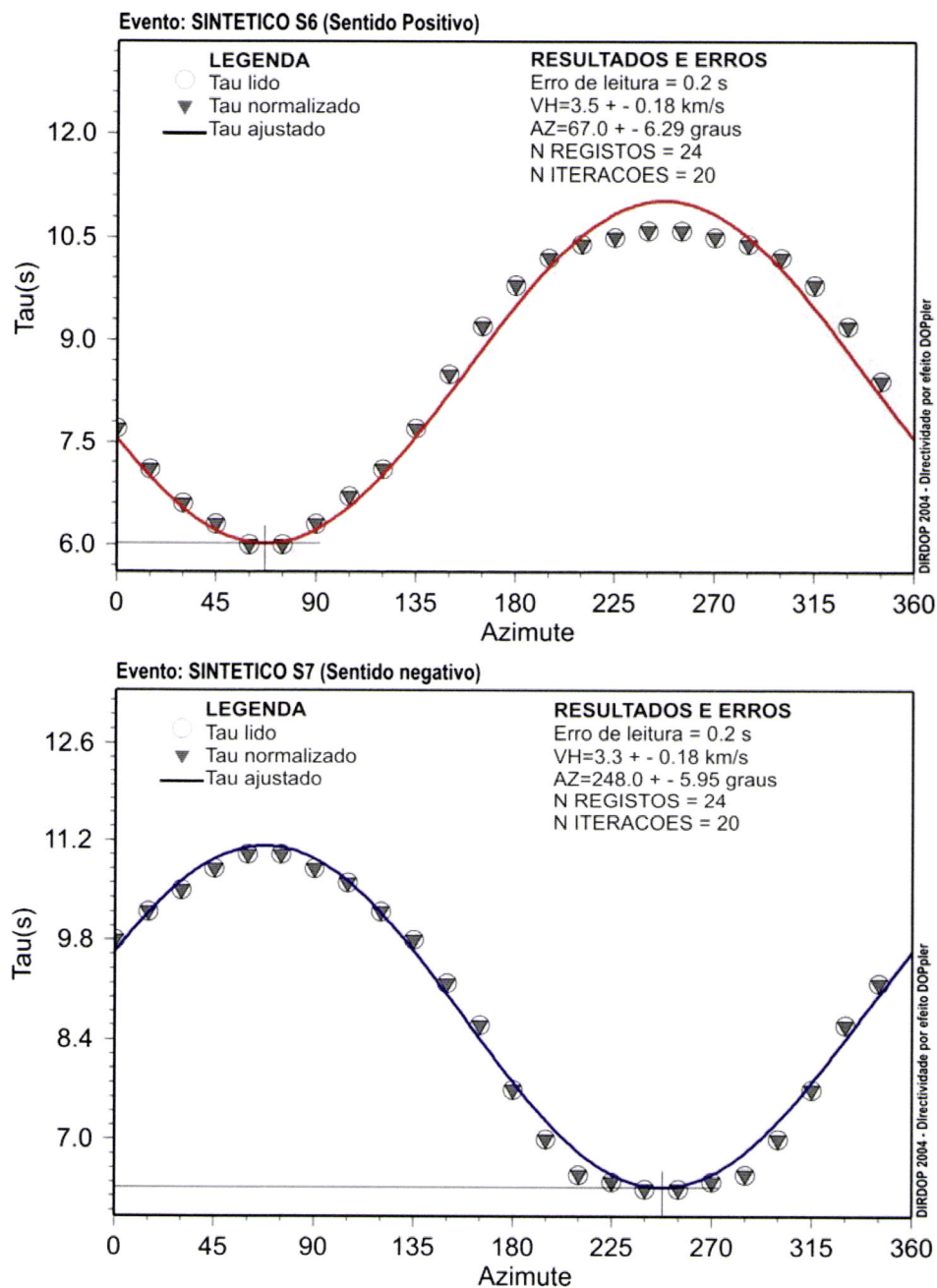


Figura 4.21: **Situação S6.** Resultados da aplicação dos dados lidos nos sismogramas da figura 4.15 a DIRDOP. Para mais pormenores ler a legenda da figura 4.16

4.4.2 Turquia 1999

A primeira aplicação de DIRDOP com dados reais refere-se ao sismo de Izmit (Turquia) de 17 de Agosto de 1999. Foi um evento de magnitude $M_w=7.4$ com origem na parte noroeste da Turquia, coordenadas do hipocentro fornecidas pelo USGS: Lat.=40.64°N; Long.=29.83°E e $H_0 = 17\text{km}$ (Fig. 4.22). Produziu grande devastação na zona, causando a morte a mais de 15000 pessoas e desalojou cerca de 20000 (Yagi e Kikuchi, 2000). Foi o último e o mais ocidental evento da sequência dos grandes sismos que no último século ocorreram de Este para Oeste sobre a falha Norte Anatoliana (Delouis *et al.*, 2002). Este terramoto apresenta mecanismo de falha de desligamento coerente com a tectónica da região.

O Estudo da fonte deste evento foi feito), mediante várias técnicas: inversão de ondas de volume em campo longínquo (Li *et al.*, 2002; Gullen *et al.*, 2002); inversão de movimentos fortes (Bouchon *et al.*, 2002; Sekiguchi e Iwata, 2002); ou técnicas mistas com dados sismológicos (Pro, 2002) e também com dados geodésicos (Delouis *et al.*, 2002). Os resultados dos vários estudos se bem que com uma configuração geral semelhante, revelam diferenças significativas para alguns parâmetros característicos da ruptura. Quase todos apontam (com mais ou menos evidências) para ruptura bilateral com orientação aproximada Este-Oeste com maior extensão no sentido de Oeste para Este. Em relação à dimensão da ruptura foram encontrados valores desde os 94km até aos 200km. No que respeita à velocidade da ruptura é onde os resultados são mais díspares; são indicados valores numa faixa entre 3.0Km/s (Bouchon *et al.*, 2002) e 5.8km/s (Sekiguchi e Iwata, 2002). Em quase todos os trabalhos a ruptura foi dividida em 2 segmentos separados mas próximos: um identificado com a primeira secção de ruptura que acontece no sentido Este-Oeste e o outro, aproximadamente na mesma direcção mas em sentido oposto. O segmento que rompe de Oriente para Ocidente é apresentado por todos os autores como sendo mais curto e com predominância de velocidades de ruptura da ordem de 3km/s (Bouchon *et al.*, 2002; Delouis *et al.*, 2002; Gullen *et al.*, 2002). No troço de maior extensão (Oeste-Este) são propostas velocidades de ruptura muito mais elevadas, sendo referidos valores perto da velocidade das ondas P ($v_r = 5.8\text{km/s}$) (Sekiguchi e Iwata, 2002). Alguns autores, como (Bouchon *et al.*, 2002), justificam a elevada velocidade de ruptura encontrada nesta secção ($v_r = 4.8\text{km/s}$) através de argumentos baseados nos resultados de estudos teóricos levados a efeito sobre a

dinâmica das fracturas que prevêem poder ser encontradas velocidades, dependendo do nível de coesão das falhas, que podem ir até $\sqrt{2}\beta$ (Freund, 1979; Mikumo e Miyatake, 1978; Day, 1982; Okubo, 1986).

Os dados para este ensaio de directividade procedem de 27 registos telescismicos de banda larga - componente vertical a distâncias entre 30° e 90° , das quais foram considerados os primeiros 30s, correspondentes às primeiras chegadas das ondas P. Constituem uma boa cobertura azimutal, com um espaçamento angular médio de cerca de 15° . Verifica-se, no entanto, uma maior lacuna, de 42° , num segmento a SE do epicentro. Na Figura 4.23 estão representados os pontos de observação considerados. Na tentativa de descortinar nos sismogramas os dois pares de fases comuns capazes de explicar a bi-directividade encontrada por outros autores mediante a utilização de métodos de inversão, foram experimentadas observações em velocidade, em deslocamento, com e sem a desconvolução do instrumento, com e sem filtragens. O resultado foi infrutífero. Após todas essas tentativas apenas nos foi possível identificar o par de fases assinalado nos registos de deslocamento representados na Figura 4.24. Com esses dados, aplicando-se o programa DIRDOP, obtiveram-se os resultados representados na Figura 4.25, onde se observa o razoável ajuste entre a curva modelada e os dados normalizados. A elevada incerteza da estimativa do azimute da ruptura é reflexo da lacuna apresentada. A seta representada na Figura 4.23 indica o sentido da velocidade de ruptura calculado.

A análise dos resultados obtidos por DIRDOP revela uma ruptura dirigida de Oeste para Este (N73E), numa direcção muito próxima da secção de ruptura apontada como sendo a mais extensa. O valor da velocidade aqui encontrado (3.2km/s) é um valor que se encontra dentro dos limites habitualmente considerados para a velocidade de ruptura ($2.4\text{km/s} < v_r < 3.5\text{km/s}$) no entanto diverge dos valores encontrados noutros trabalhos já referidos. Interpretamos essa divergência assumindo que o valor encontrado representa uma estimativa da velocidade média da ruptura entre as duas fases consideradas, onde se admite que nesse intervalo tenha havido episódios de ruptura nos dois sentidos mas que não foi possível discriminar.

Para que se conseguisse discriminação de várias trajectórias na ruptura seria necessário proceder à identificação dos correspondentes pares de fases comuns no sinal sísmico e calcular a directividade para cada um desses intervalos, de uma forma semelhante ao que foi feito na situação sintética S6 analisada atrás. Um tal proced-

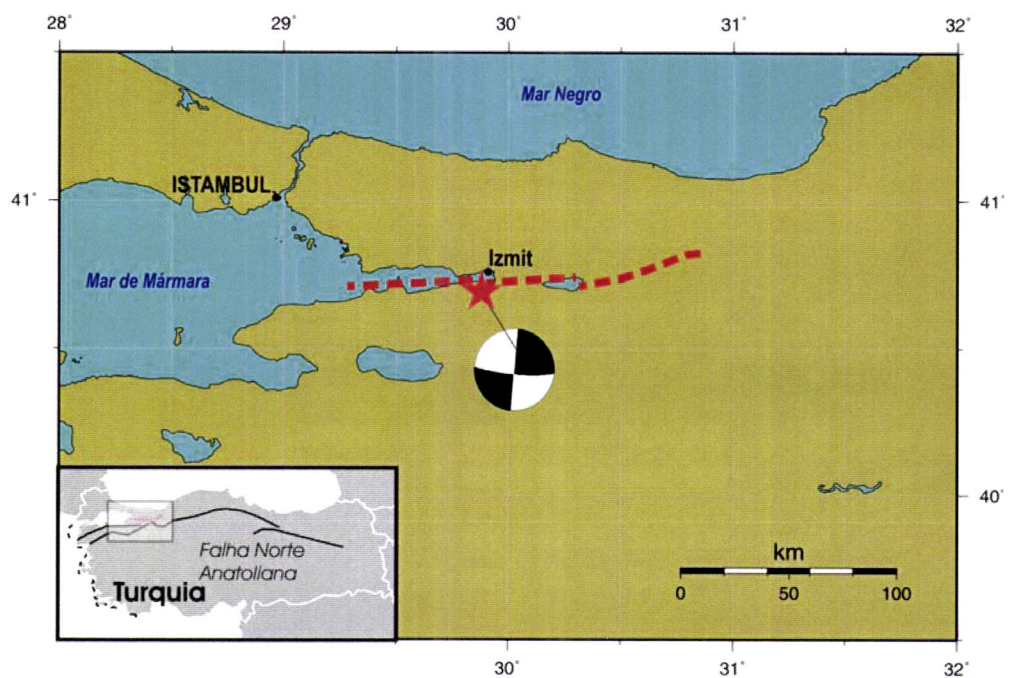


Figura 4.22: Localização do sismo de Izmit (Turquia) de 17 de Agosto de 1999, com indicação do epicentro (★), do mecanismo e da ruptura indicada através do tracejado vermelho. Esta figura foi criada com dados da ruptura obtidos de (Harris *et al.*, 2002) e mecanismo de Harvard.

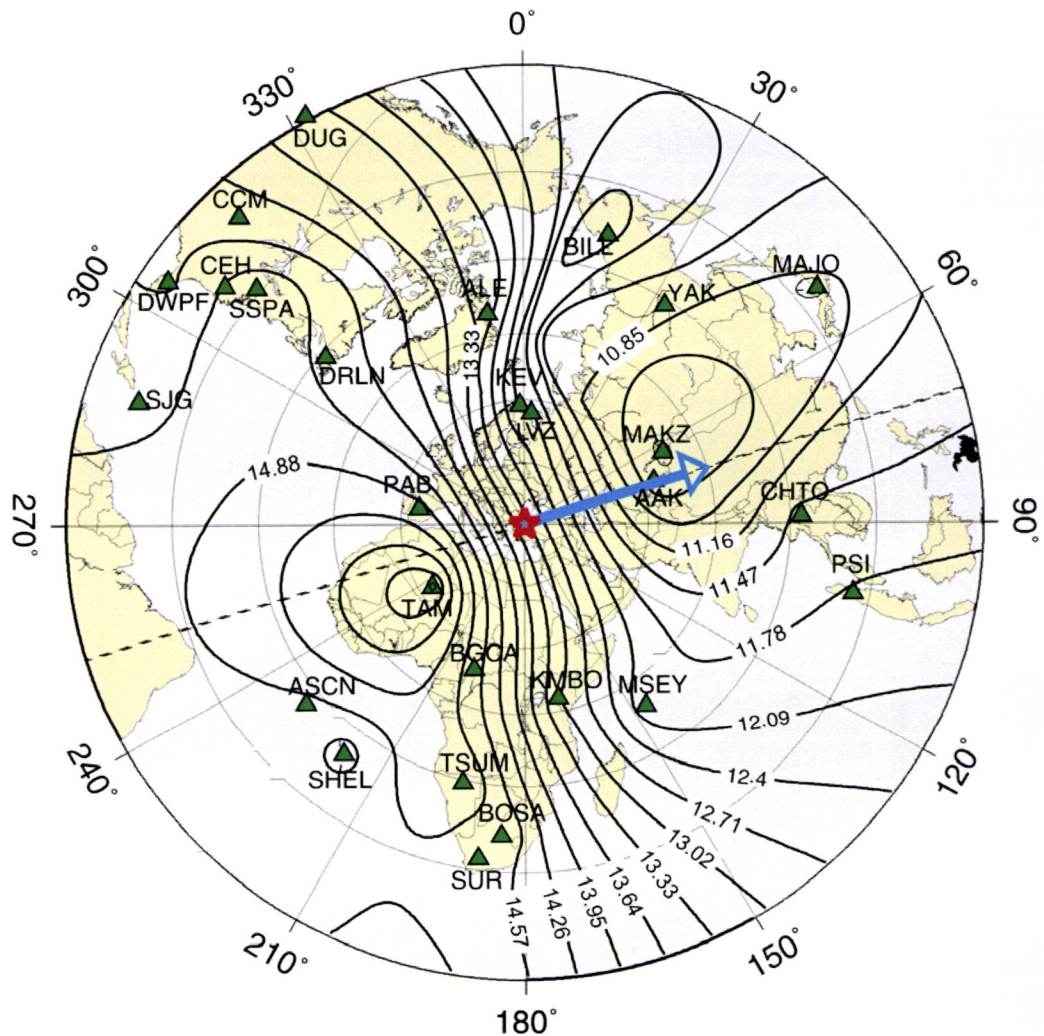


Figura 4.23: Projeção azimutal centrada no epicentro do sismo de Izmit. As isolinhas representam uma interpolação calculada a partir do intervalo entre as fases consideradas nos sismogramas da figura 4.24. Os ▲ representam as estações usadas; a linha a tracejado corresponde à direção do máximo gradiente que é a direção que equivale à direção da componente horizontal da ruptura; A seta indica o sentido da ruptura.

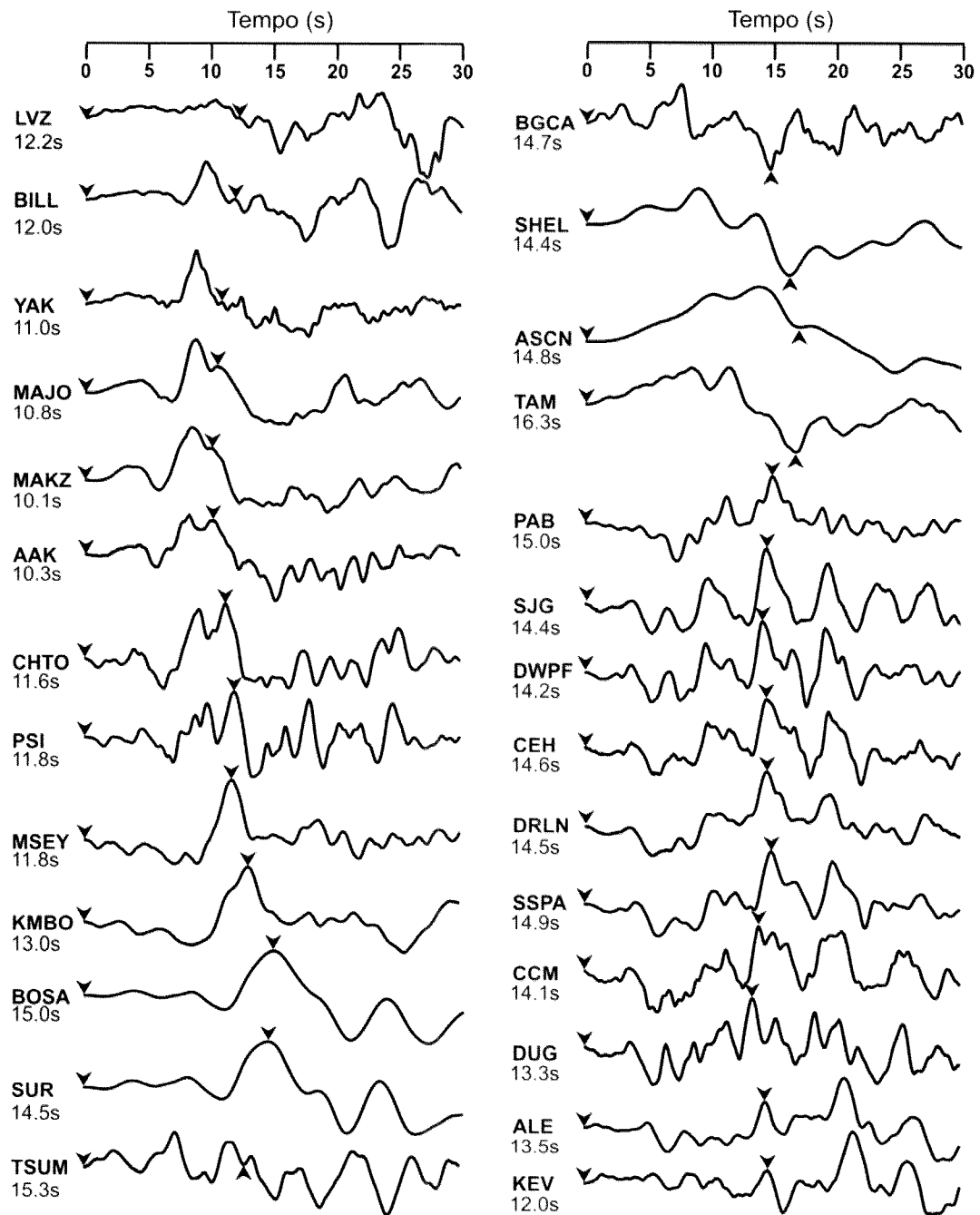


Figura 4.24: Distribuição azimutal de registos sísmicos relativos ao sismo de Izmith (Turquia) de 1999. As setas indicam as duas fases escolhidas para o estudo da directividade através de DIRDOP; o intervalo entre as duas fases assinaladas está indicado sob o nome da respectiva estação.

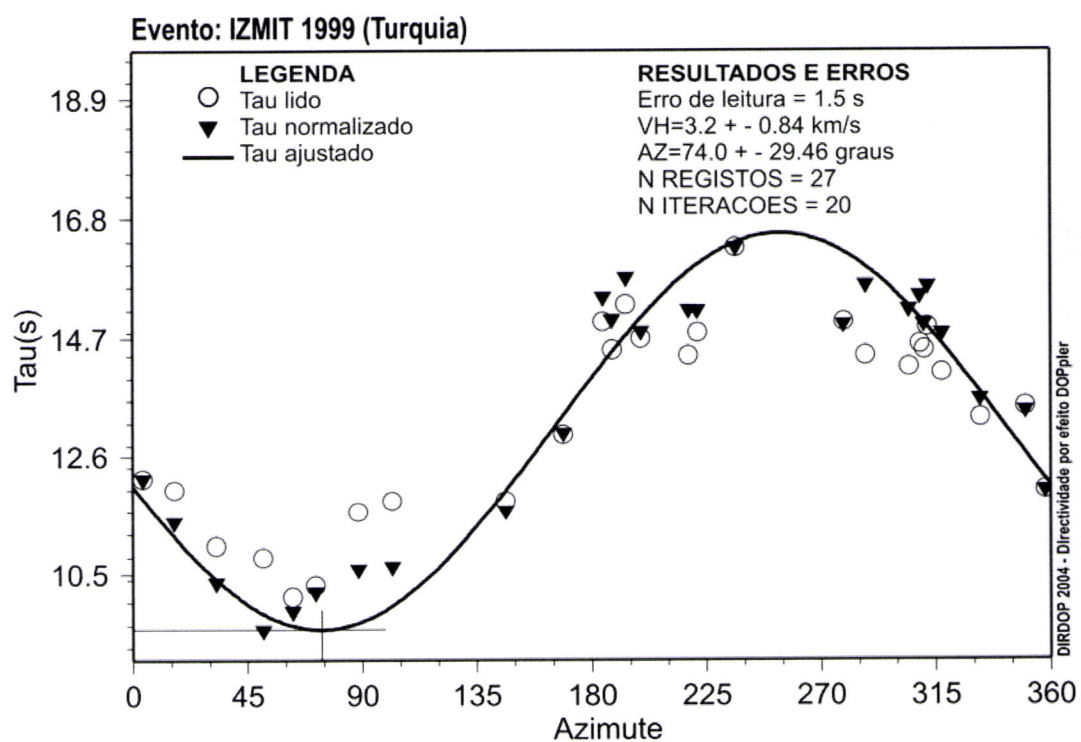


Figura 4.25: Resultados da inversão de DIRDOP com dados do sismo de Izmith de 1999.

imento só poderia ser levado a efeito se as interferências radiativas não destruíssem as manifestações directivas. Quando os efeitos directivos produzidos pela ruptura num sentido forem apagados pela radiação que procede da ruptura noutros sentidos e vice-versa deixa de ser possível calcular a directividade por este método. Apesar de uma fonte ser bi-lateral, se se verificar a circunstância dos diferentes segmentos romperem em diferentes intervalos, há a possibilidade de poderem ser identificados na radiação e aplicar o método, caso contrário o efeito da directividade fica enfraquecido ou anulado por interferências de acções contrárias. Na situação em análise não foi possível descortinar a bi-lateralidade. Aceitando que ela existiu, interpretamos os resultados no sentido do que ficou exposto. Assim, o valor, direcção e sentido da velocidade obtidos representam uma média ponderada das velocidades nos episódios de ruptura ocorridos no intervalo, donde concluímos que a actividade desta fonte foi mais forte na direcção obtida o que concorda com outros resultados..

4.4.3 Alaska 2002

A última aplicação que se apresenta refere-se ao maior sismo ocorrido no ano de 2002. Foi um evento de magnitude $M_w=7.9$ ocorrido em 3 de Novembro, no Alaska, com hipocentro nas coordenadas Latitude= $63.5^\circ N$; Longitude= $147.4^\circ W$ e $H_0=5\text{Km}$. Medições da expressão superficial da ruptura e observações geodésicas apresentadas por Eberhart-Phillips et al, 2003 permitem definir uma geometria formada por cinco segmentos, assinalados na Figura 4.26 pelas letras A, B, e, D, e E, e usados como plataforma base para a modelação de ondas sísmicas de banda larga (Tsuboi et al., 2003) Por inversão de ondas de volume, Kikuchi e Yamaka, 2002, obtém um modelo de fonte caracterizado por uma ruptura com cerca de 200Km de comprimento por 30km de largura ao longo da falha de Danali. De acordo com esse modelo, que concorda com o apresentado por (Eberhart-Phillips *et al.*, 2003), a ruptura inicia-se no segmento A indicado na Figura 4.26, na posição indicada pela estrela e evolui sequencialmente para os outros segmentos representados à velocidade de 3km/s, assumindo especial impetuosidade em C e D onde foi libertada a maior parte da energia. Nos primeiros 16s, que deve corresponder sensivelmente à ruptura dos troças A e B, o mecanismo da fonte é tipo falha inversa (mecanismo: $\phi = 227^\circ, \delta = 40^\circ, \lambda = 99^\circ$), passando depois a desligamento direito ao longo do resto da extensão ($\phi = 294$,

$\delta = 86$, $\lambda = 61$). A distribuição de deslizamentos mostra um aumento gradual do deslizamento médio, começando com valores da ordem dos 6m no início da ruptura e evoluindo para os 10m nas secções C e D, onde apresenta um valor máximo de 14m entre os 40 e 60s após o início da ruptura, a cerca de 180km do epicentro, aproximadamente na região central do segmento D. Na Figura 4.26 são ainda apresentados os dois mecanismos representativos desta ruptura.

Incrivelmente, e apesar da forte magnitude do evento os danos causados foram mínimos. Este facto é justificado pela baixa densidade populacional na região e a consequente escassez de edificação. Apenas foram registados alguns desabamentos de terras que, conjuntamente com o aparecimento de fendas na superfície, determinaram o corte de estradas; não se registaram feridos nem mortos. A principal estrutura construída na região focal, o oleoduto Trans-Alaska, que transporta cerca de 17% do petróleo necessário ao consumo doméstico norte americano e cruza a falha de Denali na zona da ruptura, não sofreu qualquer dano. Este facto é considerado uma vitória da engenharia sísmica que, numa atitude preventiva, montou na zona do cruzamento do oleoduto com a falha, um sistema de apoio anti-sísmico inovador que funcionou muito bem na dura prova a que foi submetido (Johnson et al., 2003).

Os dados utilizados no estudo da directividade deste evento foram obtidos das 29 formas de onda de banda larga (BHZ) mostradas na Figura 4.27, disponibilizadas pelas consórcios IRIS e ORFEUS. Da ordenação azimutal de sismogramas sobressaem pelo menos dois padrões que se repetem, um logo nos primeiros 20s com início comum onde foi escolhida a primeira fase e um outro, um pouco menos claro, na região entre dos 40-60s onde se escolheu a segunda fase.

Sobre o mapa de projecção azimutal da Figura 4.28 foram assinaladas as localizações dos pontos de observação e representados, por isolinhas, os intervalos de tempo entre as duas fases assinaladas nas formas de onda. Os resultados obtidos por DIRDOP para o sismo de 3 de Novembro de 2002 estão representados na Figura 4.29. O bom ajuste da curva do modelo directivo aos dados normalizados traduz um carácter directivo próximo do modelo teórico 4.11, o que significa que esta ruptura evoluiu, nos cerca de 60-70s abrangidos pelos dados, segundo uma direcção média dada pelo mínimo da curva. No caso considerado a direcção obtida para a ruptura foi de $112^\circ \pm 7.27^\circ$ que concorda com a direcção de um dos planos nodais do mecanismo de Harvard (118°) e com a direcção dada por inversão de ondas de volume

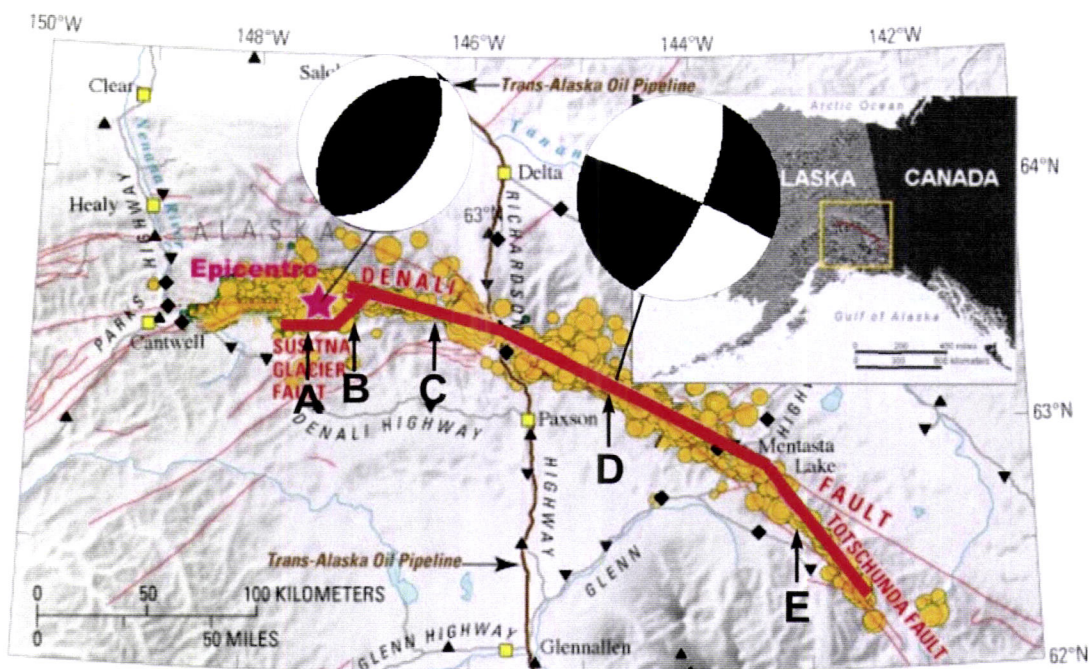


Figura 4.26: Mapa da região do sismo do Alasca de 3 de Novembro de 2002, onde está representado o hipocentro (★); o mecanismo fornecido por Harvard; e toda a extensão da ruptura indicada pelo traço rosa. (figura adaptada de USGS- Fact Sheet 014-03)

(114°); em relação ao valor um pouco elevado da velocidade ($v_r = 3.9\text{Km/s}$), não houve possibilidade de o confrontar com outras estimativas por causa da falta de outros estudos publicados sobre esta ruptura. O valor de 3Km/s apresentado por Kikuchi e Yamaka, 2002 é o valor usado quando não há outras estimativas, o qual vai condicionar o funcionamento da inversão de forma a produzir resultados em conformidade com esse valor, portanto não pode funcionar como valor de referência.

4.5 Discussão

No âmbito do estudo da fonte sísmica, o desafio que se coloca à cabeça é o de definir por que meios, a partir de conjuntos de dados sísmicos, porventura enriquecidos com registos geodésicos, conseguir a mais fiel descrição da ruptura. O êxito de tal empresa depende fundamentalmente de três ordens de factores: em primeiro

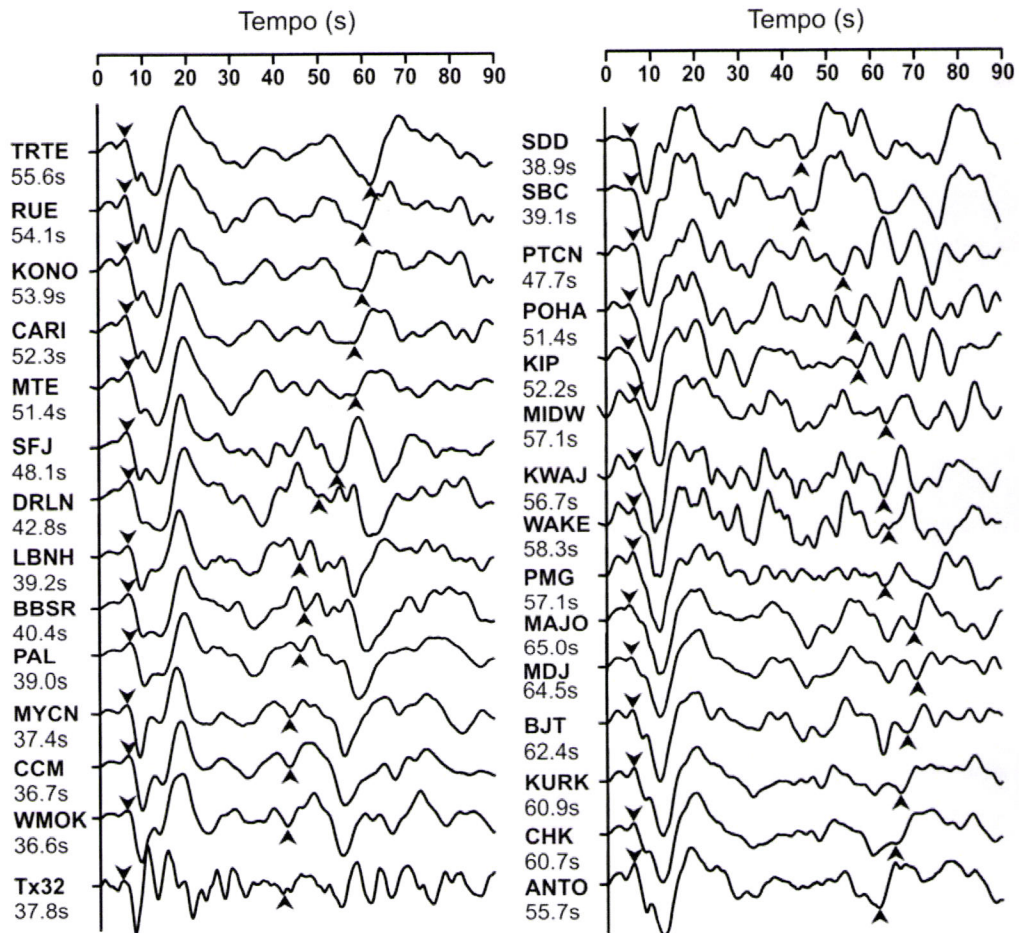


Figura 4.27: Registos do sismo do Alaska de 3 de Novembro de 2002, ordenados azimutalmente. As setas indicam as fases usadas no estudo da directividade com DIRDOP; o intervalo entre essas fases está indicado por baixo do nome da respectiva estação.

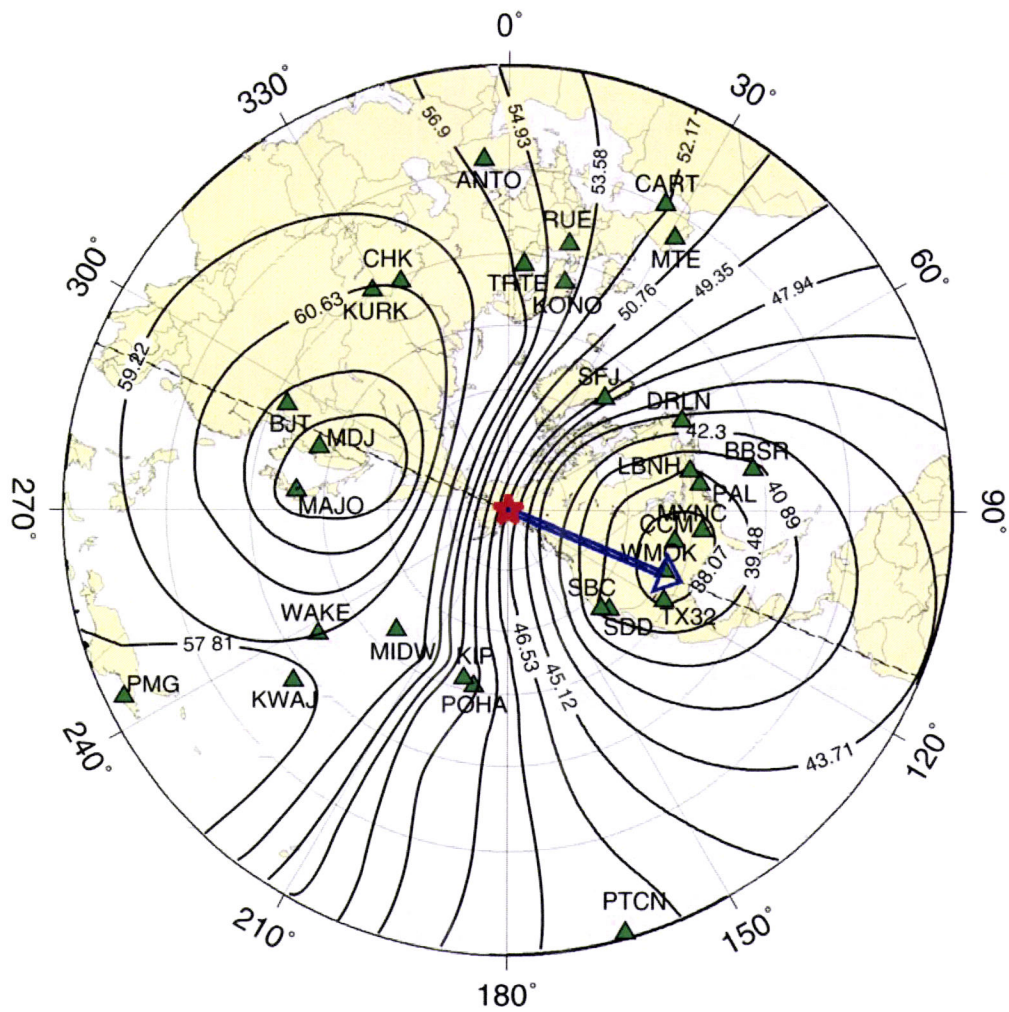


Figura 4.28: Representação, sobre mapa de projecção azimutal centrado no epicentro do sismo do Alasca, de isolinhas obtidas com os intervalos medidos nos sismogramas da figura 4.27. Os ▲ representam as estações usadas; a seta indica a direcção e o sentido da ruptura obtida por DIRDOP.

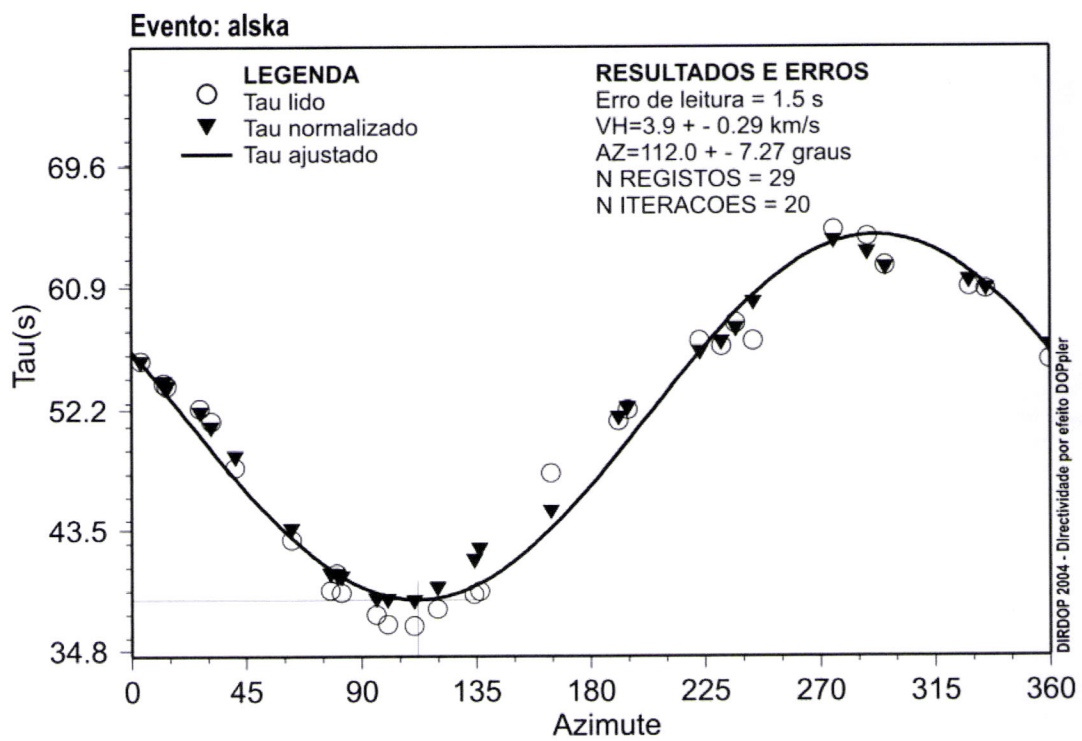


Figura 4.29: Resultados obtidos por DIRDOP relativos ao sismo do Alasca de 2002.

lugar do modelo de fonte considerado; em segundo do conteúdo informativo dos dados e em terceiro dos métodos usados. As metodologias actualmente mais adequadas para estabelecer rupturas através de dados sísmicos são as que utilizam técnicas de inversão da forma de onda. É um problema delicado de resolver pela quantidade de parâmetros a estimar e pelo ambiente de não linearidade em que se desenvolve. O rigor das soluções obtidas nas inversões depende em grande medida da capacidade de fixar parâmetros obtidos por outros métodos. Quanto menor for a quantidade de parâmetros deixados livres maior é a fiabilidade das soluções obtidas, se os parâmetros fixados forem de confiança. Foi com vista à determinação de dois desses parâmetros auxiliares: direcção e velocidade de ruptura que se desenvolveu o método DIRDOP. Permite a interpretação da directividade da ruptura a partir de fases comuns a um conjunto de sismogramas distribuídos à volta da fonte, por recurso ao efeito Doppler. A capacidade de calcular a velocidade de ruptura a partir de dados sísmológicos é uma aptidão de grande valia e difícil de conseguir por outros métodos, nomeadamente de directividade. Habitualmente, quando é necessário fixar valores de velocidade de ruptura usam-se valores situados na faixa aceite pela teoria ($2.4\text{km.s}^{-1} < v_r < 3.6\text{km.s}^{-1}$), contudo, estudos teóricos como o de Day (1982) admitem a possibilidade de valores diferentes desta faixa, que são comprovados em situações reais como a do sismo de Izmith (Turquia) de 1999, onde foram encontrados valores 5.8Km/s (Sekiguchi e Iwata, 2002) ou 4.8Km/s (Bouchon *et al.*, 2002).

O modelo geral de directividade (eq. 4.10) que sustenta o método desenvolvido foi obtido a partir de uma análise Doppler da directividade da ruptura, admitindo um modelo de fonte definido por uma sequência de sub-eventos que se sucedem sobre um plano de falha, feitas as adaptações que decorrem do facto da propagação das ondas sísmicas não ser rectilínea. Quando este modelo de directividade é aplicado à situação particular definida pelo modelo de Haskell, a equação que o traduz (eq. 4.18) é igual à que foi obtida por integração do modelo de Haskell com aproximação a um meio com estratificação esférica, equação 2.14. O método de cálculo desenvolvido para operar a partir deste modelo de directividade, pelo facto de funcionar com dados provenientes de estações a distâncias diferentes da fonte, requer a normalização dos dados para uma distância comum. Esse facto introduz a necessidade de aplicar um método de inversão de mínimos locais para obter o ajuste dos dados à curva do

modelo, a partir da qual são calculados a direcção e velocidade de ruptura por 4.12. O método pode funcionar tanto com dados obtidos directamente da identificação de fases comuns nos sismogramas de uma distribuição azimutal de estações como com intervalos de tempo provenientes de funções temporais relativas da fonte (FTRF) ou frequências de esquina relativas a registos de um conjunto de pontos à volta da fonte. A qualidade dos resultados depende da correcção com que as fases são identificadas mas também da cobertura azimutal que se conseguir. Quando nos dados existem grandes lacunas azimutais, isso manifesta-se nos resultados através do aumento do valor das estimativas de erro, principalmente se as lacunas coincidem com os extremos do modelo 4.11.

Com vista a avaliar DIRDOP, promoveu-se um programa de testes com dados sintéticos, os únicos com capacidade de confirmação. Foram criadas seis situações comuns de ruptura: horizontais; obliquas; com vários mecanismos; produzindo registos à mesma distância ou várias distâncias; uni-laterais e bi-laterais. Os resultados obtidos por DIRDOP em qualquer das seis situações ensaiadas revelam uma colagem praticamente perfeita com os correspondentes valores esperados. As duas aplicações feitas com dados reais (sismos de Turquia e Alaska) revelam igualmente boa concordância com os resultados obtidos noutros trabalhos (e.g. Bouchon et al., 2002; Pro, 2002; Kikuchi e Yamaka, 2002; Eberhart-Phillips et al., 2003).

A aplicação de DIRDOP a qualquer sismo está unicamente condicionada pela exequibilidade da operação de identificação de fases comuns. O alargamento do método a pequenos sismos só será possível se houver capacidade de cumprir as duas condições: a) identificar as fases comuns de um conjunto de sismogramas de estações distribuídas azimutalmente em relação ao foco; b) se as diferenças entre o conjunto das medidas entre fases forem suficientemente perceptíveis, isto é, se tiverem valores de pelo menos uma ordem de grandeza superior às incertezas das medidas. Para pequenos eventos a aplicação do método complica-se por uma multiplicidade de razões. A primeira é que os sismogramas a usar tem de provir de estações próximas, estações afastadas muito provavelmente não o detectarão. Esta restrição constitui, só por si, um factor limitativo; não é frequente haver boas coberturas azimutais a curtas distâncias. Depois, atendendo à curta duração das rupturas nestes sismos, os efeitos directivos tomam uma expressão visual nos sismogramas muito menos marcada; só podem ser notados num regime espectral mais alto, onde a interpretação

dos sismogramas se torna ainda mais complicada e surgem outros tipos de problemas que tem a ver, por exemplo, com ruído e efeitos de campo próximo.

Admitamos que estão a ser usados os maiores intervalos de fases comuns possíveis de considerar nos sismogramas de uma distribuição azimutal de estações, os relativos a dois extremos na fonte: a primeira fase corresponde ao início da ruptura e a segunda ao fim. De acordo com a equação 4.18, a maior diferença entre esses intervalos de tempo é encontrada nos dados das estações alinhadas com a direcção da ruptura, uma no sentido directivo ($\theta = 0$) e outra no sentido anti-directivo ($\theta = \pi$) e essa diferença é,

$$\Delta\tilde{T}_0 = \tilde{T}_0(\pi, p) - \tilde{T}_0(0, p) = 2L\frac{p}{R_0}. \quad (4.24)$$

A Figura 4.30 representa os intervalos $\Delta\tilde{T}_0$ teóricos em função da distância de observação e da dimensão da ruptura, onde foram introduzidos alguns eventos de grandes e médias dimensões. Dela se pode retirar, por exemplo que no caso do sismo de Arequipa, é de esperar diferenças nas medidas da duração da fonte de cerca de 35s para registos a 20° da fonte e menos de 25s para distâncias de 80° . Se for admitindo que o limite discriminatório experimental entre os registos de estações directivas e anti-directivas se situa nos 3s, a directividade do sismo dos Açores de 1998 ($M_w = 5.6$) poderia, na melhor das hipóteses ser estudada com registos provenientes de estações a menos de 20° . Porém, para essas distâncias não existem dados distribuídos azimutalmente por forma a permitirem aplicar o método em boas condições.

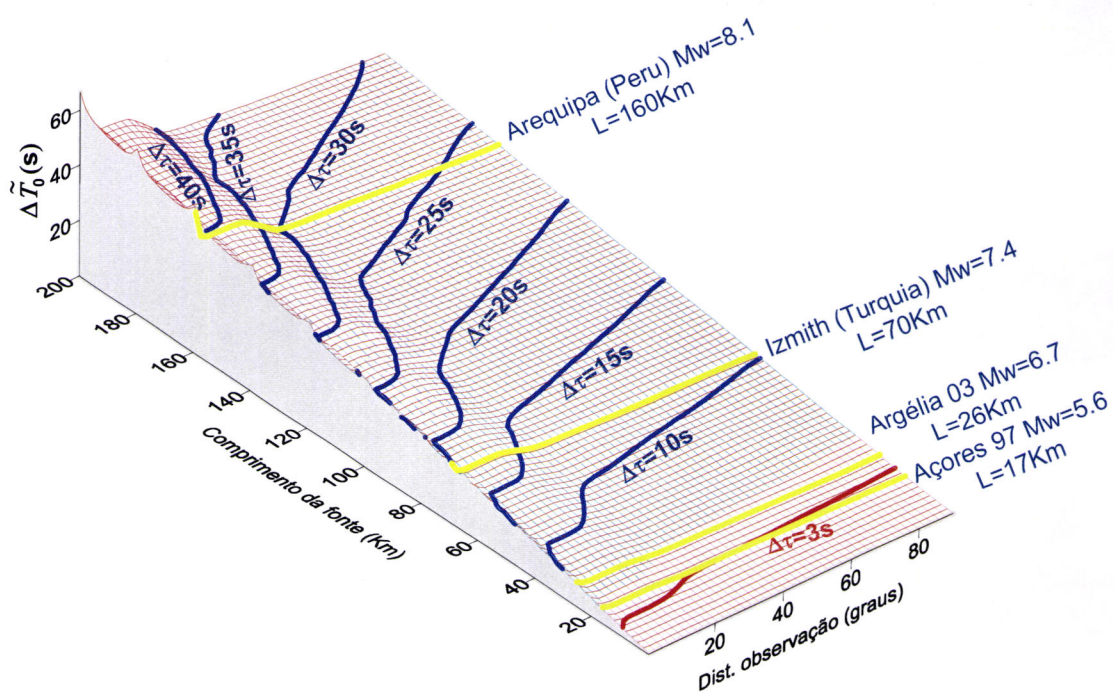


Figura 4.30: Representação das maiores diferenças do tempo de ruptura (obtidos de registos feitos na direcção da ruptura nos sentidos anti-directivo e directivo), em função do comprimento da fonte e da distância de observação, para o caso de fontes com ruptura unilateral. A título de exemplo foram inseridas na figura, quatro situações reais de sismos de grandes e médias dimensões.

Capítulo 5

O sismo de Arequipa (Peru) de 23 de Junho de 2001

Às 15 horas e 33 minutos locais (20:33 tempo universal) do dia 23 de Junho de 2001, junto à linha costeira do sul do Peru, na província de Arequipa, a cerca de 80 km da cidade de Ocoña, ocorreu o primeiro sismo da classe M8 deste século (magnitude $M_w=8.2$) e o último dos grandes eventos produzidos em consequência do processo de subducção da placa oceânica de Nazca sob a continental Sul-americana. De acordo com a informação do NEIC/USGS, a localização hipocentral do evento é: Latitude= $16.14S$; Longitude= $73.31W$ e Profundidade= $33km$. A devastação estendeu-se por uma vasta área compreendendo todo o sul do Peru e ainda algumas localidades do Norte do Chile e Bolívia. Nos 20 dias que se seguiram ao choque principal foram registadas 102 réplicas de magnitude $M_w > 4.0$ (Fig. 5.1), das quais se destacam as de dia 26 de Junho, de magnitudes $M_w=6.8$, a de 5 de Julho, $M_w=6.6$ e a maior, de 7 de Julho, com $M_w=7.6$. De acordo com Tavera et al.(2002a), o conjunto do sismo

principal com o Tsunami local por ele produzido, foram os causadores da grande destruição ocorrida nas cidades de Arequipa (capital da província), Moquegua e Tacna, onde morreram pelo menos 74 pessoas. Segundo Tavera et al. (2002b), as intensidades máximas (VII e VIII na escala de Mercalli) registaram-se nas localidades de Ocoña, Camana e Molleno.

Neste trabalho vai ser apresentado o estudo da fonte deste evento feito a partir de dados sismológicos e geodésicos, mediante a utilização de um cruzamento de métodos expostos nos Capítulos 3 e 4. Em primeira aproximação foram determinados o mecanismo focal, dimensões e directividade da ruptura. O mecanismo foi obtido a partir da leitura das polaridades da primeira chegada a um conjunto de estações, utilizando o método de Brillinger et al., (1980); as dimensões e momento sísmico foram estimados por análise espectral de um conjunto de registos telesísmicos de ondas de volume; complementarmente foi investigada a directividade através do algoritmo DIRDOP que permitiu identificar a direcção e sentido da ruptura e estimar a sua velocidade média. O conhecimento da fonte que decorreu da aplicação dos três métodos serviu de fundamento ao segundo eixo do estudo: a caracterização pormenorizada da ruptura por inversões da forma de onda. Mercê desse conhecimento, foi possível avançar uma parametrização do modelo com maior segurança, pois é fundamentada em dados do próprio evento. Uma boa planificação da parametrização potencia a convergência do processo nos extremos com correspondência em soluções próximas das reais.

Na segunda parte do estudo procura-se conhecer o detalhe da fonte a partir de registos telessísmicos de banda larga (P e SH), mediante a aplicação de duas metodologias de inversão. A primeira, mediante o método de Kikuchi e Kanamori (1991) apresentado no § 3.2.6, segue um modelo de subeventos; a segunda adopta um modelo de ruptura por distribuição de deslizamentos ao longo do plano de falha (§ 3.2.7). A partir desses dois métodos foi possível obter uma descrição espaço-temporal pormenorizada da ruptura que complementa a anteriormente obtida. Finalmente foram calculados os campos de deformação co-sísmica horizontal e vertical nas proximidades da fonte, a partir do modelo de ruptura construído e usando o método exposto no §.3.2.8. O confronto destes resultados com a deformação co-sísmica horizontal medida na estação de GPS de Arequipa (AREQ), mostra um bom ajuste. Essa circunstância em associação com a coerência de resultados que

decorrem do cruzamento de técnicas e de outros trabalhos efectuados, leva-nos a concluir da validade da metodologia proposta.

5.1 Sismicidade e mecanismos da região

O Peru situa-se sobre a zona de subducção da placa oceânica de Nazca sob a placa sul-americana. Este processo de subducção, que na costa do Peru ocorre a uma velocidade próxima dos 8-10cm/ano (Tavera, 1998), produz o alto grau de deformação assinalado na região, responsável pela formação da cordilheira dos Andes e do elevado nível de actividade sísmica registado na região, um dos mais elevados do mundo.

Um olhar breve sobre a sismicidade instrumental da região sul do Peru, (Fig. 5.2) revela a presença de uma actividade intensa na faixa paralela à linha de costa, compreendida entre a fossa Peru-Chile e cerca de 700km no interior do continente. Uma análise mais detalhada sobre essa sismicidade permite discriminar, em profundidade, três sub-regiões características. Uma que apresenta focos superficiais, cujos hipocentros não excedem a profundidade de 60km; outra de focos intermédios, com hipocentros situados na faixa entre os 60km e os 350km e ainda outra muito profunda, com focos a ultrapassar os 350km (Fig. 5.2). Os sismos de foco superficial distribuem-se sobretudo na faixa costeira e numa outra faixa mais interior, paralela à cordilheira dos Andes. É precisamente na faixa costeira de focos superficiais onde se têm produzido os sismos de maiores magnitudes ($M > 8$), como o de Arequipa de 23 de Junho que aqui se analisa. Os sismos com foco profundo e intermédio distribuem-se em geral pelas regiões mais interiores do continente. São sismos em geral de magnitude mais moderada embora tenham sido registados alguns de magnitude próxima de 7, mas devido à profundidade a que ocorrem não produzem a grande destruição verificada nos superficiais. A Figura 5.3 mostra um modelo da topografia da subducção, obtido por interpolação das melhores estimativas de localizações hipocentrais dos sismos ocorridos na região do evento de 23 de Junho que constam do catálogo do NEIC. A Figura 5.4 representa uma projecção desses hipocentros no plano vertical que corta transversalmente a subducção nas proximidades do hipocentro. A orientação desse plano está representada a tracejado na Figura 5.2. Através desta representação conclui-se que o hipocentro deste

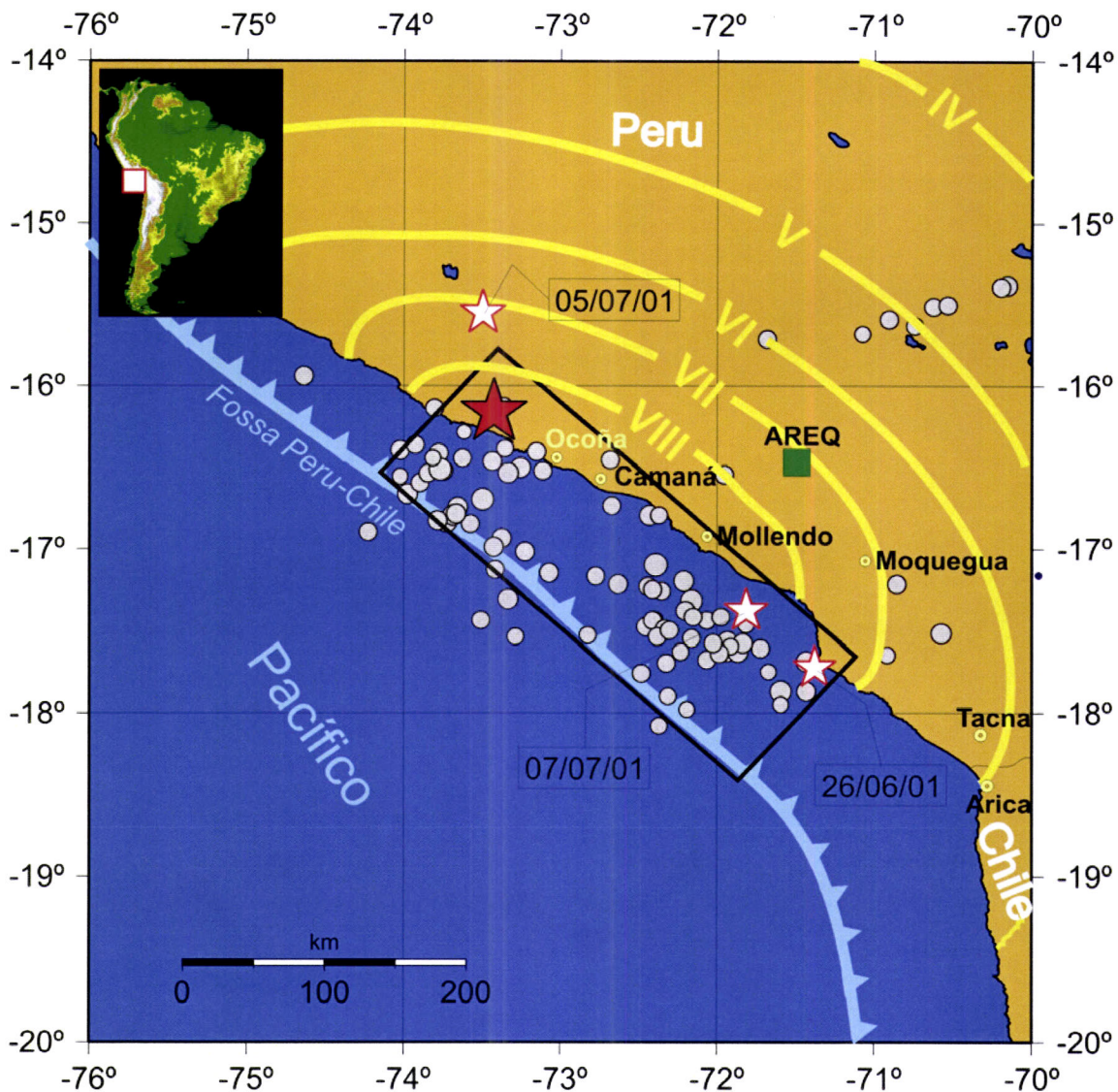


Figura 5.1: Mapa do Sul do Peru com representação (estrela vermelha) do epicentro do sismo de Arequipa de 23 de Junho de 2001 e indicação das cidades onde foram registadas as maiores intensidades, cujos valores (escala de Mercalli) estão indicados sobre as isocistas divulgadas por Tavera (2002a). Os círculos representam réplicas de magnitude $M_w > 4$ que se produziram nos 20 dias subseqüentes ao evento principal, com realce das mais fortes representadas por estrelas brancas. O quadrado verde representa a estação de GPS instalada na cidade de Arequipa, cujos dados também foram usados no trabalho. O rectângulo é a estimativa da dimensão da falha com base na distribuição de réplicas fornecidas pelo NEISC/USGS.

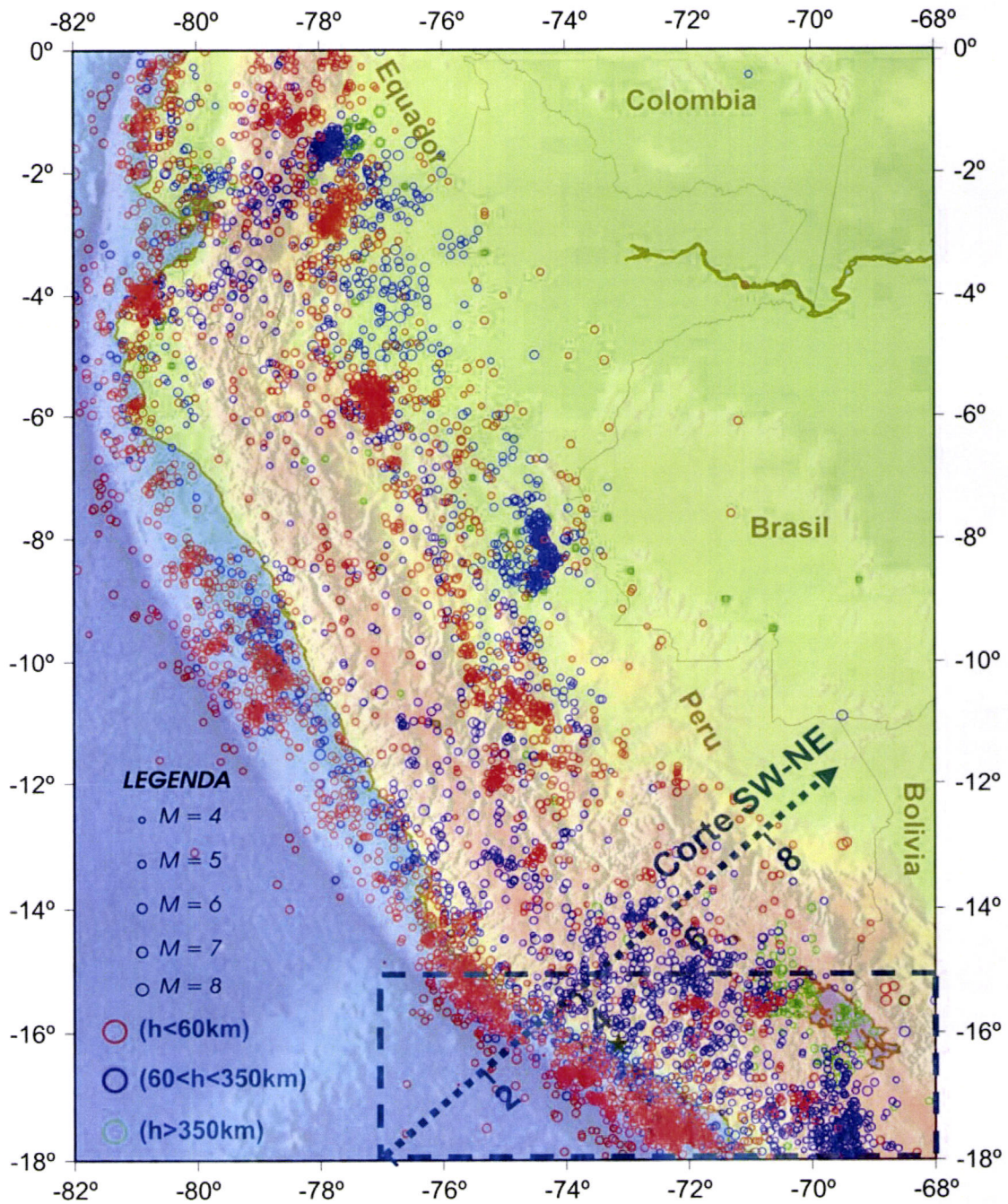


Figura 5.2: Sismicidade instrumental da região no período 1900-2001. Entre 1900 e 1972 os dados provêm do catálogo SISRA e entre 1973 e 2002 são do catálogo PDE, ambos fornecidos pelo NEIC/USGS. Os dados que caem dentro do retângulo tracejado estão representados em profundidade ao longo do corte SW-NE representado.

sismo ocorre numa região onde o declive médio da subducção ronda os 24° , não devendo, portanto a inclinação do plano de falha da ruptura correspondente ultrapassar aquele valor. Outra conclusão a que se chega da mesma figura é a de que o sismo de Arequipa é mais superficial do que a maioria dos eventos que acontecem na região. As melhores estimativas da profundidade deste evento situam o hipocentro à profundidade de 40km, enquanto a profundidade característica dos eventos na região ronda os 100km.

A subducção é a máquina sísmica que governa toda a intensa actividade sentida. A continuidade do processo de subducção em associação com a não linearidade das leis que modelam o equilíbrio dos materiais sobre tensão (leis de atrito) determinam as relações de escala observadas neste tipo de regiões sismogénicas (e.g. Carlson e Langer, 1989; Goltz, 1998; Caldeira et al., 2001). Uma dessas relações, talvez a mais popular, é a lei de Gutenberg-Richter que relaciona as taxas de recorrência por magnitude. Estudos feitos sobre esta região do Peru (e.g. Dorbath et al., 1990; Tavera, 2002; Heras e Tavera, 2002) apontam para períodos de recorrência superiores a 100 anos para os grandes sismos ($M_w > 8$). Com a informação dos catálogos do NEIC foi construída a Figura 5.5 que assinala os eventos de magnitude superior a 8 ocorridos numa faixa que compreende o Peru e Norte do Chile, nos dois séculos que precedem o sismo de Arequipa. As estrelas representam os epicentros dos sismos e os rectângulos vermelhos e verdes constituem uma estimativa da dimensão das correspondentes rupturas, feita através da relação empírica definida por 4.23, considerando velocidades de ruptura de 3km/s. Os eventos foram classificados em dois escalões etários: o primeiro (verde) corresponde aos sismos mais antigos, com ocorrência há mais de um século relativamente ao sismo de Arequipa; o segundo escalão (vermelho) corresponde aos sismos recentes, aquelas que ocorreram no último século. Observando a figura conclui-se que, com excepção da faixa costeira compreendida entre as Latitudes -23°S e -16°S , que contém a zona da ruptura do sismo de 23 de Junho, toda a região já tinha rompido no último século em consequência de um grande sismo. Esta simples análise parece fazer crer que, apesar da imprevisibilidade do fenómeno, seria espectável que acontecesse um evento desta envergadura na região. Atendendo que a ruptura deste evento não preenche toda a lacuna (rectângulo branco), indicia que proximamente outros eventos fortes poderão ser produzidos nas regiões adjacentes a sul, indicadas a treçado na Figura 5.5.

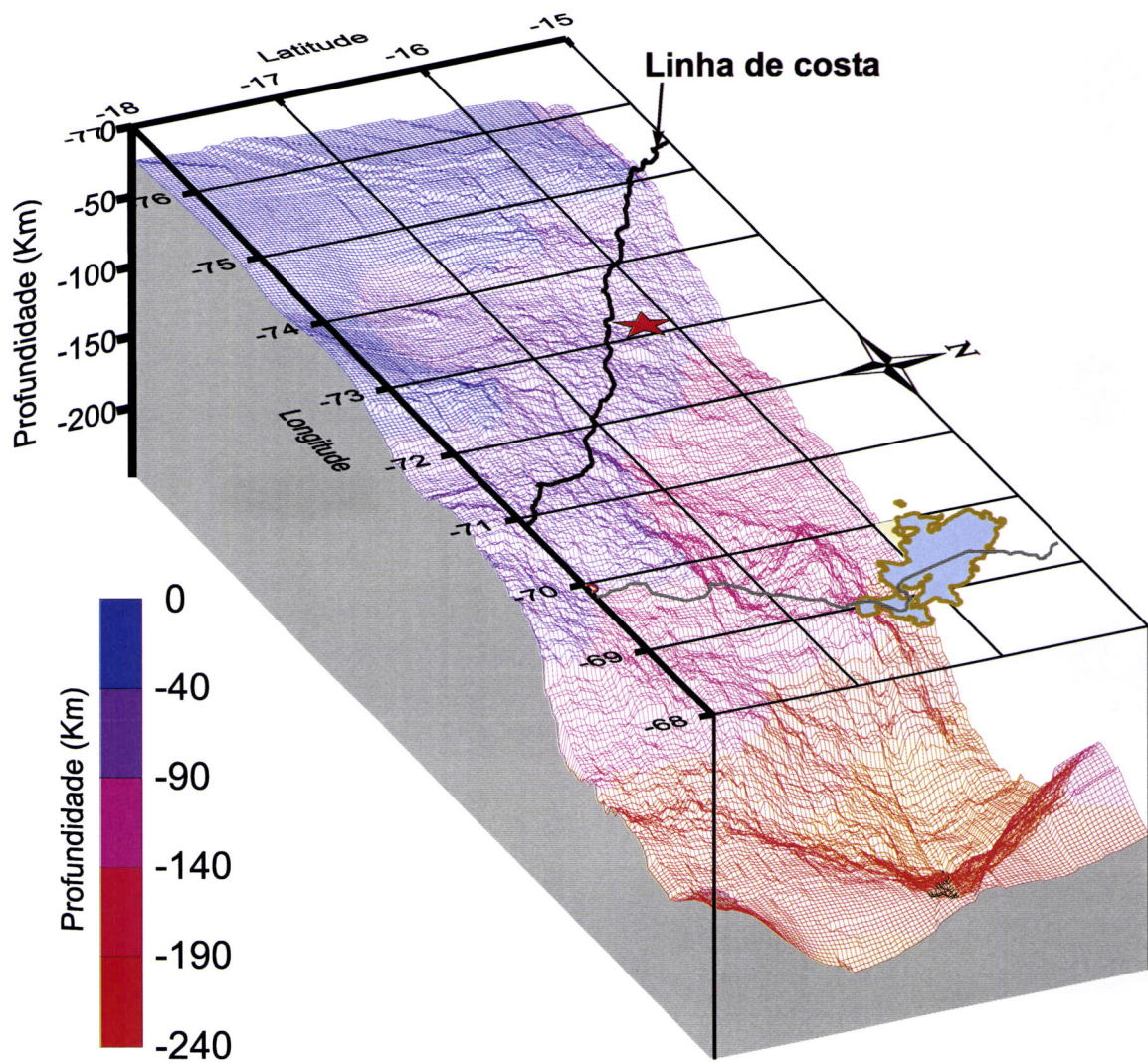


Figura 5.3: Representação tridimensional da topografia da subducção da região assinalada na figura 5.2 por um retângulo, que contém o epicentro do sismo de 23 de Junho (estrela). Esta figura foi obtida por interpolação dos parâmetros hipocentrais, excluindo os de maior erro.

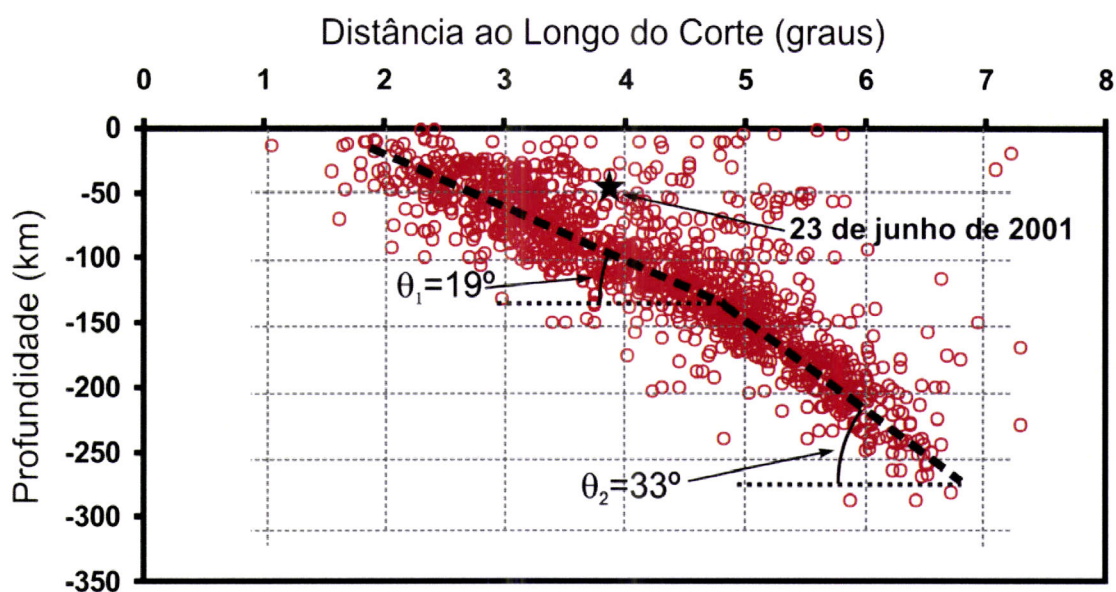


Figura 5.4: Projecção dos hipocentros usados para construir a figura 5.3 no plano vertical que contém o perfil SW-NE representado na figura 5.2, perpendicular à linha de costa. Esta representação sugere um aumento no declive da subducção de 19° nas regiões costeiras para 33° mais para o interior.

A Figura 5.6 representa a distribuição dos mecanismos focais de eventos de magnitude $M_w > 5.5$ obtidos pela universidade de Harvard pelo método do centróide (CMT) (Dziewonski *et al.*, 1981), para aquela região, no período compreendido entre 1976 e 2001. Tal como na Figura 5.2, os mecanismos estão representados por cores diferentes em função da profundidade. Na região de focos superficiais predominam os mecanismos de falha inversa com eixos de pressão orientados na direcção de convergência das placas, e com um dos planos nodais quase horizontal; na região de focos intermédios e profundos são mais abundantes mecanismos de falha normal.

5.2 Dados

Os dados utilizados neste trabalho provêm de um conjunto de 28 registos sísmicos de banda larga (P e SH), colhidos por estações das redes GEOFON, IRIS e GEOSCOPE distribuídas azimutalmente a distâncias compreendidas entre os 30° e os

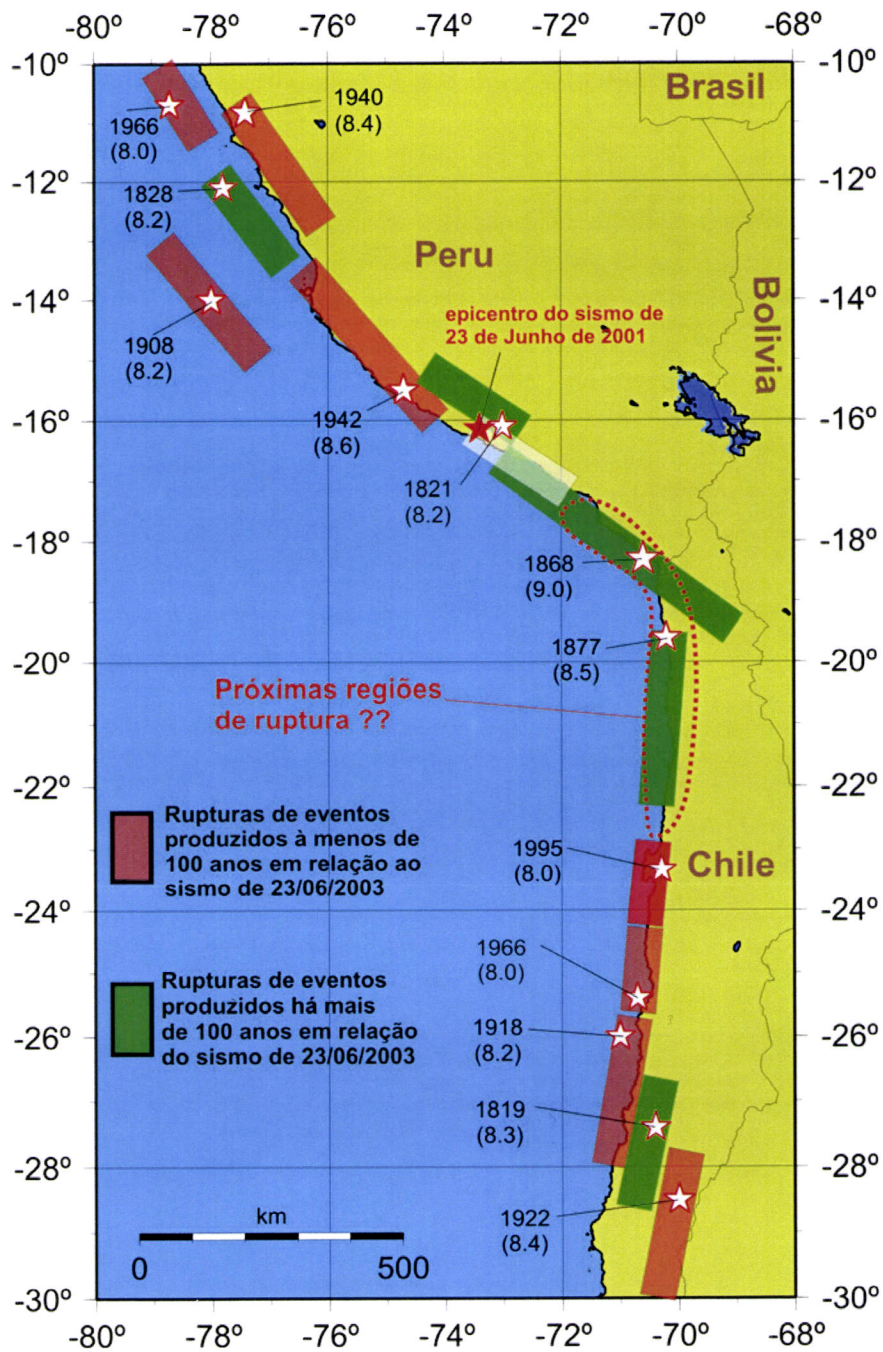


Figura 5.5: Representação (estrelas) dos eventos $M > 8$ produzidos nos dois séculos que antecedem o sismo de 23 de Junho de 2001, no Peru e Norte do Chile. Cada evento tem um rectângulo associado que representa uma estimativa da dimensão da ruptura. Os rectângulos verdes representam eventos ocorridos à mais de um século; os vermelhos os que aconteceram no século que antecede o sismo de Arequipa e o rectângulo branco a ruptura desse sismo que aconteceu numa das poucas zonas que ainda não tinham produzido grandes sismos nos últimos cem anos.

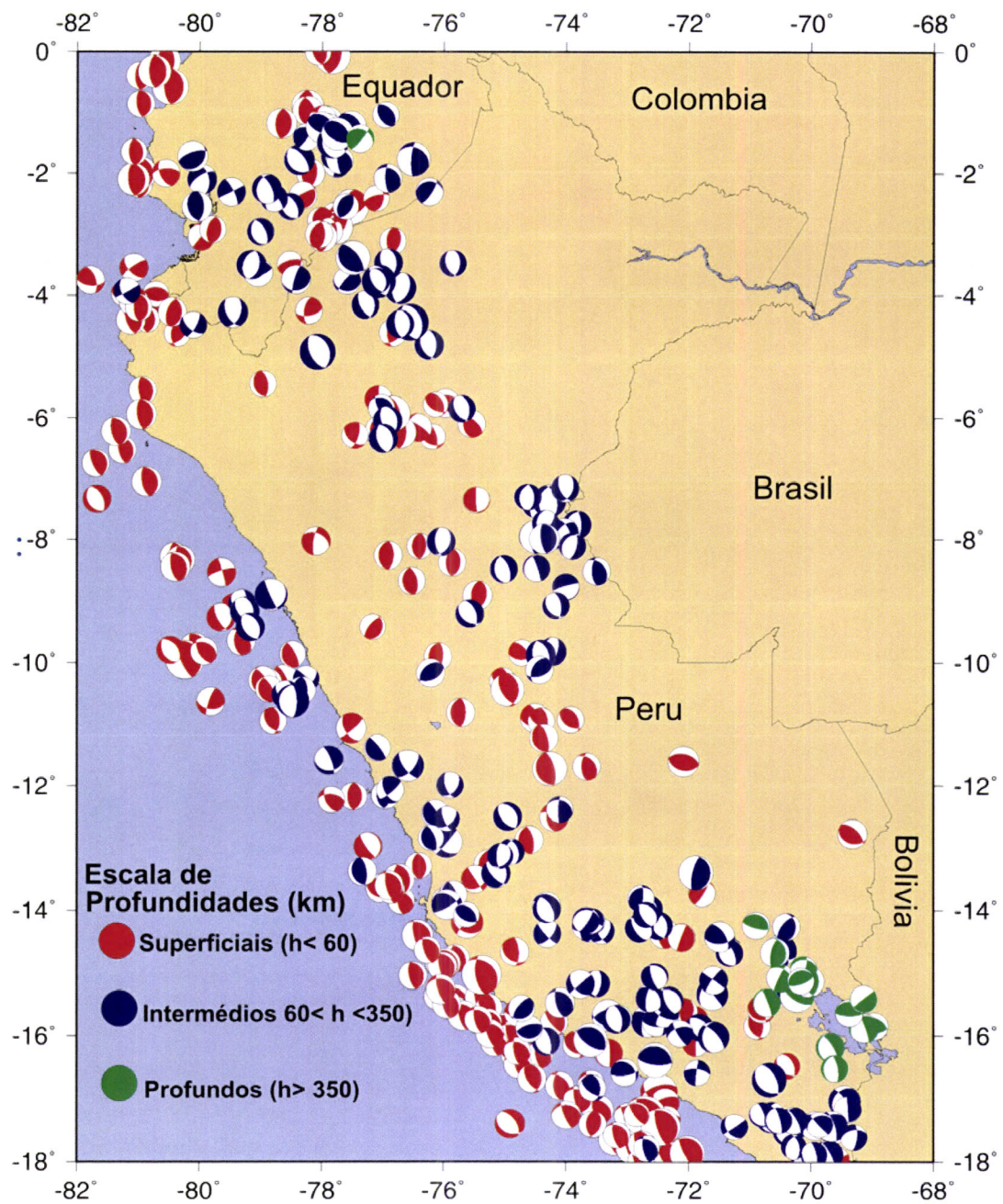


Figura 5.6: Mecanismos focais do catálogo CMT da Universidade de Harvard, referentes a eventos de magnitude $M_w > 5.5$ ocorridos depois de 1976.

90° do epicentro (Fig. 5.7). Originalmente todos os registos estavam, em unidades de velocidade e digitalizados com um intervalo de amostragem de 0.05s. Por motivos de sobre dimensionamento das matrizes foram reamostrados para 0.2s, taxa de amostragem perfeitamente razoável. Seguidamente cada registo foi passado para unidades de deslocamento e corrigido do instrumento por desconvolução da resposta instrumental. O processo foi acompanhado por uma filtragem de banda passante entre 0.005Hz e 1Hz. As componentes horizontais das ondas S (BHN e BHE) são rodadas para as direcções transversas e radiais, das quais a componente transversa é usada na inversão da forma de onda.

A Figura 5.8 mostra, a título de exemplo, um excerto com cerca de 1h e 20min de um registo de banda larga em velocidade (componente BHZ) deste evento, feito na estação de Évora (EVRA) da rede escolar do projecto MOSIRE (Borges *et al.*, 2002). A ampliação dos 150s iniciais do registo, que contém as primeiras chegadas procedentes de toda a fonte, revela o seu carácter complexo, onde se podem distinguir vários episódios de libertação de energia.

5.3 Esboço preliminar da fonte

Como primeira aproximação ao estudo desta fonte foram:

- a) determinados os parâmetros do mecanismo focal a partir das polaridades da primeira chegada;
- b) estimados a dimensão da fonte e momento sísmico libertado através de análise espectral dos sismogramas;
- c) calculadas a direcção e velocidade média da ruptura, mediante uma análise Doppler dos registos sísmicos.

Os valores obtidos foram usados na parametrização das inversões, pelas quais se obterá a descrição espaço-temporal pormenorizada da fonte.

5.3.1 Mecanismo focal

A determinação dos parâmetros do mecanismo focal do choque principal foi obtida por análise do sentido dos primeiros movimentos produzidos pelas ondas sísmicas num conjunto de posições distribuídas à volta da fonte. Para isso foi usado o método

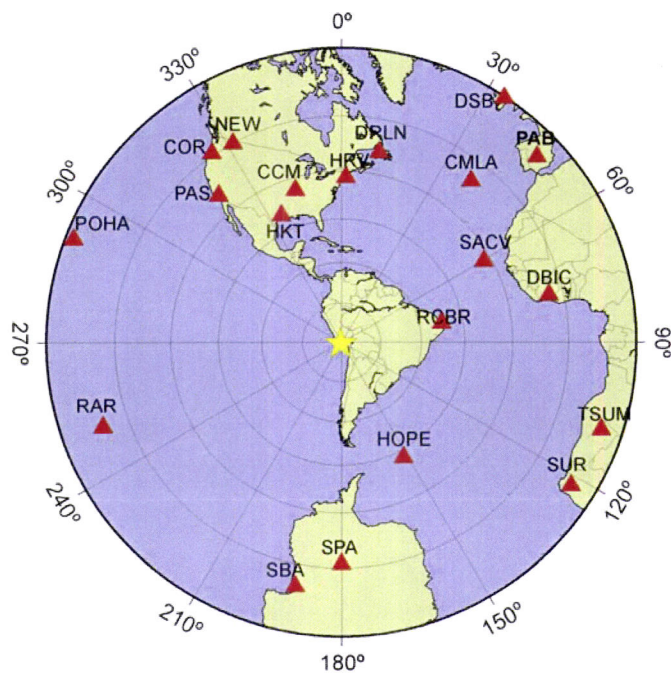


Figura 5.7: Projecção azimutal centrada no epicentro (★) do sismo de Arequipa de 23 de Junho, com raio de 90° , representando a posição das estações sísmicas (triângulos) cujos dados foram usados neste trabalho.

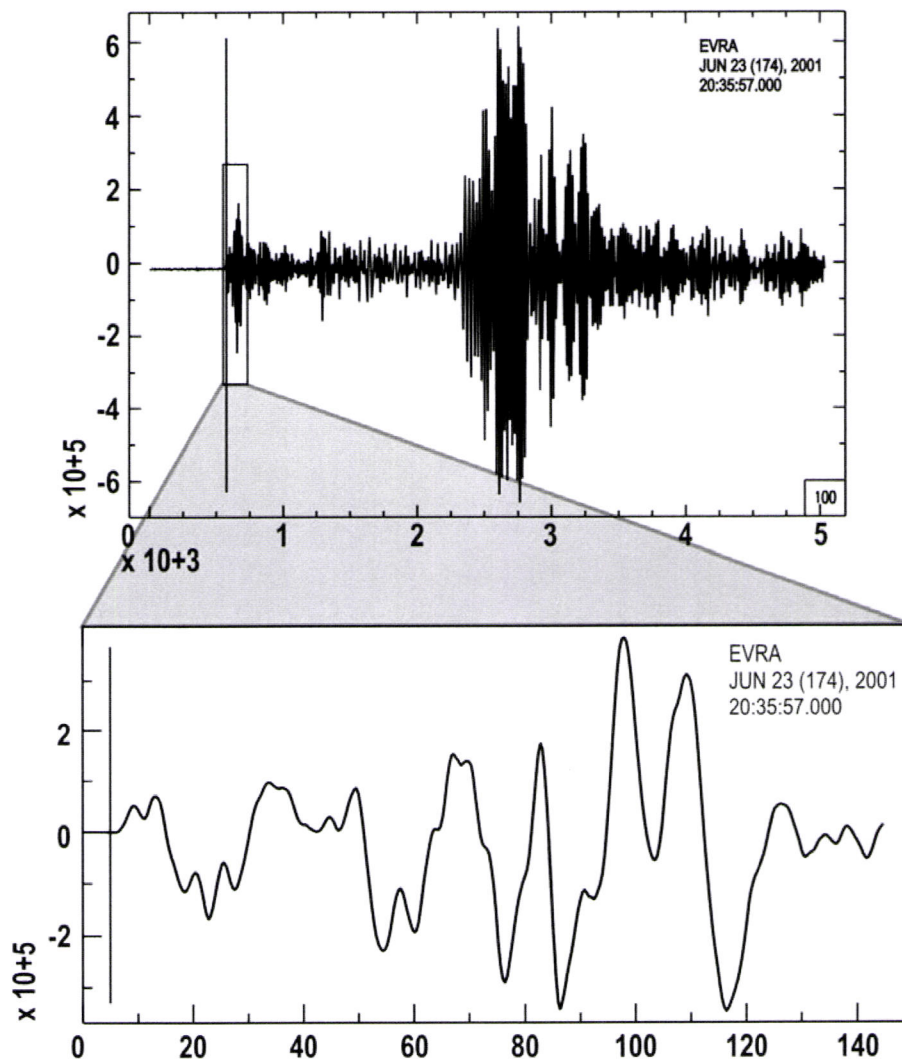


Figura 5.8: Exemplo de um registo de banda larga do sismo de Arequipa. Consiste na componente vertical (BHZ) da estação de Évora da rede MOSIRE (rede escolar). A figura superior mostra cerca de 1h e 20min de registo, na figura de baixo estão representados os 150s iniciais correspondentes às primeiras fases P.

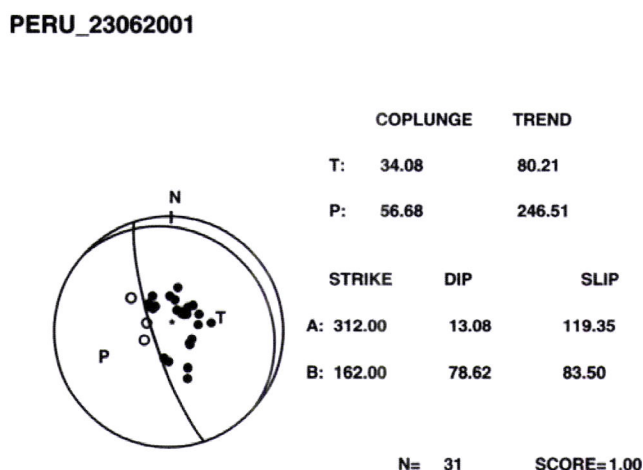


Figura 5.9: Mecanismo focal calculado com MECSTA a partir da polaridade da primeira chegada das ondas P a 31 pontos de observação distribuídos azimutalmente a distâncias telescópicas. A representação usada consiste na projecção do hemisfério inferior da esfera focal no plano equatorial. O ângulo do deslizamento (SLIP) no referencial de MECSTA difere do adoptado no trabalho (fig 2.2) e relacionam-se por $\lambda = 180 - \text{SLIP}$.

probabilístico de Brillinger et al. (1983) descrito no § 3.2.1, aplicado através do código MECSTA implementado por Udias e Buforn (1988). Foram utilizadas 31 polaridades lidas nos sismogramas de estações telescópicas cobrindo azimutalmente a fonte. O resultado da aplicação deste método, representado na Figura 5.9, mostra um mecanismo de falha inversa com um dos planos (Plano B) bem constrangido e compatível com todos os dados (SCORE=1). Esta solução está de acordo com os mecanismos típicos de eventos superficiais da região, apresentando um plano nodal quase horizontal ($\delta = 13^\circ$) e orientado aproximadamente segundo a direcção de subducção na região. É portanto este plano (Plano A da Fig. 5.9) o que sugere ser o plano da ruptura.

5.3.2 Análise espectral

A primeira estimativa do tamanho da fonte foi inferida directamente da distribuição de réplicas apresentada na Figura 5.1, onde está representada pelo rectângulo que envolve a maioria das réplicas. De acordo com essa estimativa, a ruptura ter-se-á desenvolvido para SE do hipocentro, abrangendo uma área de $340 \times 125 \text{ km}^2$.

Admitindo que as réplicas se devem a ajustes em zonas ou que não romperam completamente ou cujo choque principal colocou em situação de ruptura, é verosímil que os locais de eleição das réplicas se situem sobretudo nas envolventes das partes rompidas. Daí que as estimativas das dimensões da ruptura apoiadas na distribuição de réplicas se apresentem frequentemente por excesso, como refere Tio e Kanamori (1988), pelo que não devem só por si só constituir prova. Convém portanto arranjar outras formas de estimar a área da ruptura. Um dos métodos mais simples de o fazer é através da análise espectral da forma de onda apresentado no § 3.2.2, onde a dimensão da fonte se relaciona com a frequência de esquina, f_c . Se forem consideradas rupturas com geometria aproximadamente rectangular, pode usar-se a relação empírica 3.6; no caso de rupturas onde a geometria circular constitui uma boa aproximação, usa-se a relação 3.7. Geralmente quando se trata de grandes eventos, onde a extensão da ruptura excede a espessura da crosta, a aproximação rectangular é mais plausível; nas situações de eventos menores, a aproximação circular constitui também uma boa opção. O momento sísmico relaciona-se com a amplitude espectral na região das baixas frequências, Ω_0 , por 3.3.

A Figura 5.10 representa, como exemplo, o espectro de deslocamento do registo de banda larga - componente BHZ, da estação RCBR (Brasil), relativo ao sismo de Arequipa. A amplitude espectral que o gráfico bi-logarítmico representa, foi corrigida para unidades de momento segundo o método descrito em Bezzeghoud et al. (1989). O cálculo do espectro de RCBR foi repetido para 20 registos considerados no trabalho (Apêndice D). Assim, o momento sísmico e frequência de esquina considerados representam a média dos momentos e frequências de esquina de todos os espectros, cujos valores encontrados são $M_0 = 2.1 \times 10^{21} \text{Nm}$ e $f_c = 2.7 \times 10^{-2} \text{Hz}$. Com estes valores encontra-se uma magnitude de momento $M_w=8.2$ e uma superfície de ruptura de $4.6 \times 10^3 \text{km}^2$, calculada por 3.6 considerando $\alpha = 6.8 \text{km.s}^{-1}$. A estimativa da superfície de ruptura por este método está um pouco aquém daquilo que seria de esperar para um evento desta magnitude. Atribuímos essa sub-avaliação à dificuldade em identificar a frequência de esquina nos diagramas espectrais, que devido à escala logarítmica faz com que qualquer pequeno erro na selecção das frequências de esquina representem na realidade grandes diferenças em relação ao valor real.

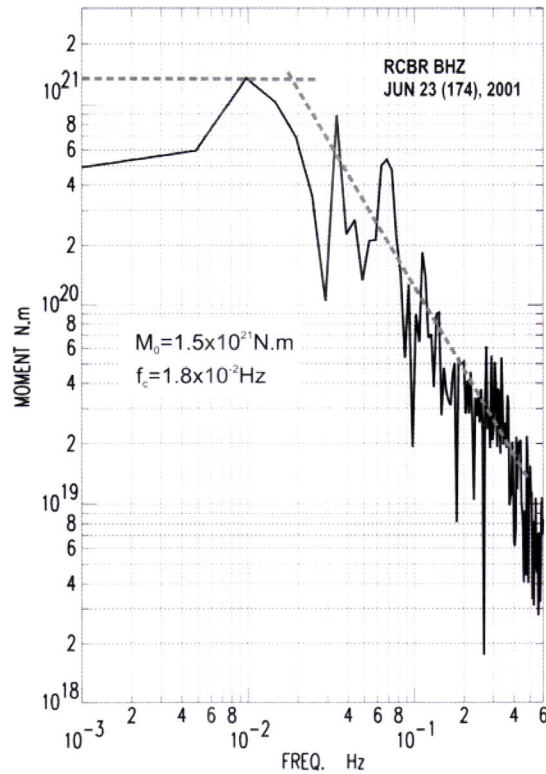


Figura 5.10: Distribuição da amplitude espectral, em unidades de momento, das ondas P (componente vertical) provenientes do sismo de Arequipa e registadas na estação RCBR (Brasil).

5.3.3 Directividade

A directividade do sismo de Arequipa foi estudada através do método DIRDOP apresentado no Capítulo 4. Para isso foram consideradas as fases comuns assinaladas nos 20 registos telescismicos da Figura 5.11, cujos intervalos se encontram indicados à direita do nome da respectiva estação. As estações consideradas constituem uma boa cobertura azimutal com um espaçamento angular médio de 18° , com uma maior lacuna num sector circular a SW do epicentro, com 67° de abertura, entre as estações SBA e RAR. Na Figura 5.12 estão representadas as posições das estações num mapa de projecção azimutal. Sobre esse mapa foram representadas isolinhas, que foram calculadas por interpolação dos intervalos entre as fases consideradas lidos nos sismogramas usados. A seta sobre o mapa representa a direcção e o sentido da ruptura encontrados pelo programa DIRDOP, com base nos dados apresentados.

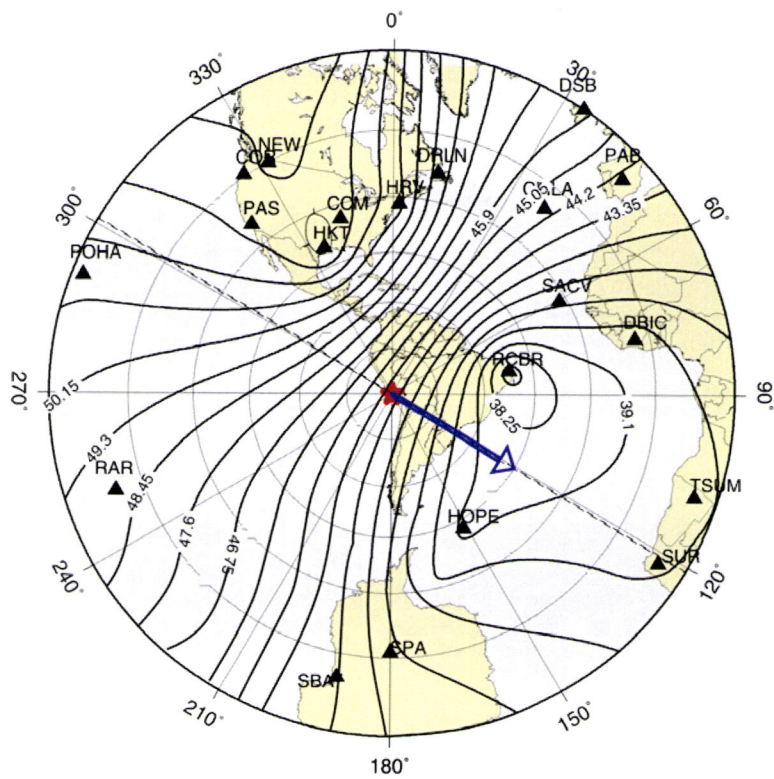


Figura 5.12: Representação, sobre mapa de projecção azimutal centrado no epicentro, das isolinhas correspondentes à interpolação dos intervalos entre fases medidos dos sismogramas da figura 5.11. Estão indicadas as posições das estações que contribuíram com dados e a seta azul representa a direcção da ruptura calculada com DIRDOP.

A Figura 5.13 representa os resultados de DIRDOP, obtidos mediante uma normalização para o valor de $p_0 = 401.31s$, que equivale a uma distância epicentral de $\Delta = 66.8^\circ$. O mínimo da curva de ajuste, que corresponde à direcção da componente horizontal da velocidade de ruptura, ocorre para o azimute $\gamma = 121^\circ \pm 12.83^\circ$ e o valor da componente horizontal da velocidade de ruptura, obtido por 4.12, é $v_{rH} = 3.0 \pm 0.41\text{km/s}$. Atendendo que o plano de ruptura é praticamente horizontal, $v_r \sim v_{rH}$, o que pode ser confirmado pela equação 4.15, usando os parâmetros angulares ϕ e δ do mecanismo, a direcção da velocidade de ruptura sobre o plano de falha é definida pelo ângulo de mergulho λ_r (ver Fig. 4.7) obtido por 4.16. Neste caso $\lambda_r = 11.3^\circ$.

Teoricamente, estes resultados poderiam ser igualmente obtidos por aplicação

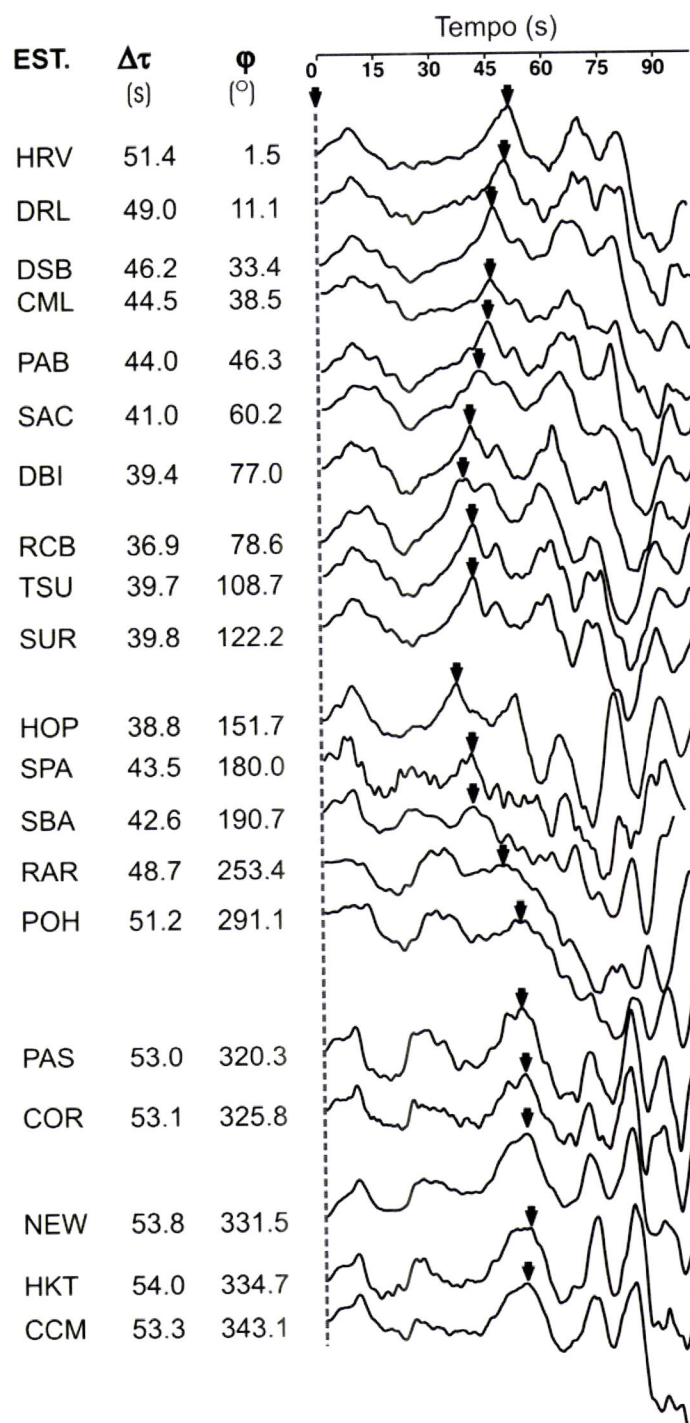


Figura 5.11: Sismogramas desconvoluídos do instrumento e ordenados azimutalmente usados no estudo da directividade. Cada sismograma tem duas fases marcadas: a primeira corresponde ao início e está indicada por meio do traço vertical tracejado e a segunda está indicada por uma seta. Essas duas fases são comuns ao conjunto dos registos.

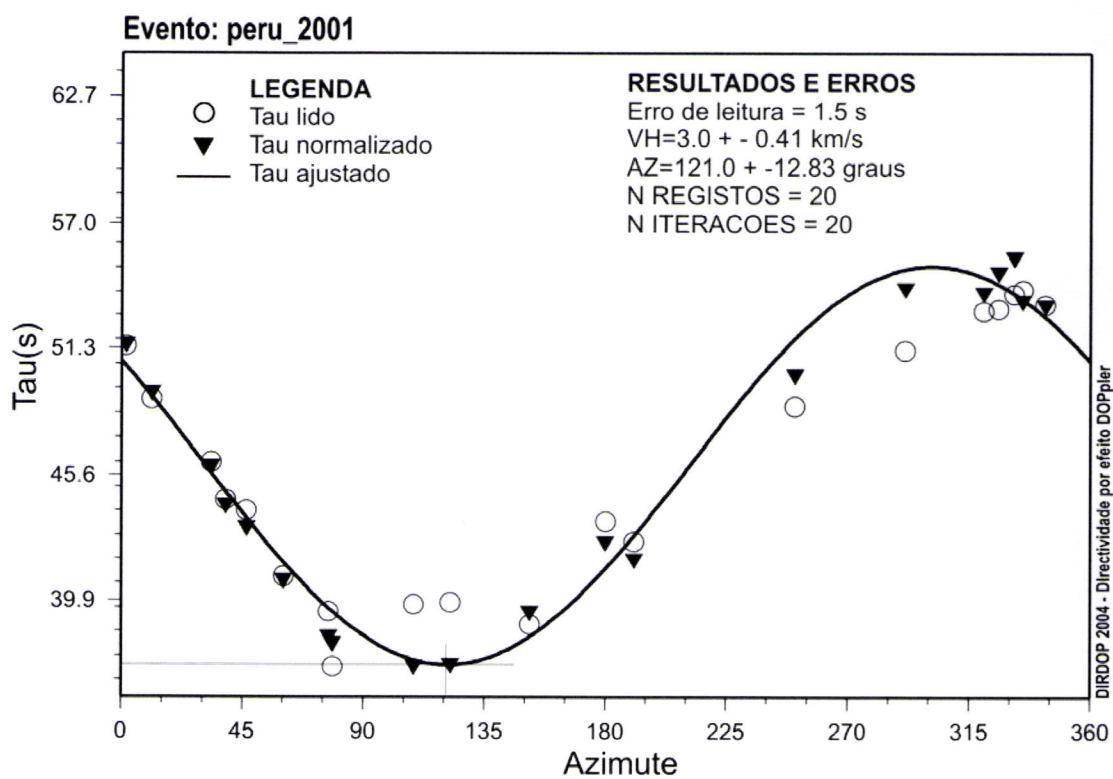


Figura 5.13: Saídas de DIRDOP referente à directividade do sismo do Peru. VH significa a componente horizontal da velocidade de ruptura e AZ refere-se à direcção da ruptura (parâmetro γ da figura 4.7)

a DIRDOP dos valores da frequência de esquina de um conjunto de espectros de ondas de volume (P ou S) registadas azimutalmente. Esse exame foi ainda tentado. Porém, a falta de sensibilidade na escolha das frequências de esquina, que decorre da falta de definição naquela zona espectral, foi responsável pelo mau ajuste obtido. Desde que seja possível obter os dados para o estudo da directividade directamente dos sismogramas parece-nos preferível usar esses dados em vez de tentar obtê-los por via indirecta após a manipulação do sinal sísmico. As fontes indirectas como os espectros ou as funções temporais da fonte, resultam de um conjunto de operações sobre o sinal que podem atenuar ou destorcer o efeito.

5.4 Estudo detalhado da fonte por Inversão da forma de onda

5.4.1 Modelo de sub-eventos

Numa primeira aproximação, a caracterização espaço-temporal da fonte teve como suporte o método de inversão de Kikuchi e Kanamori (1991), apresentado no § 3.2.6. A parametrização utilizada foi baseada nos resultados apresentados, com excepção da dimensão da falha cujos valores obtidos por análise espectral a sub-estimam e o sugerido pela distribuição de réplicas a sobre-estimam. Assim, depois de vários ensaios foi escolhido como plano de falha um rectângulo com 270 km de comprimento e 80km de largura. Esse rectângulo foi orientado de acordo com os parâmetros angulares obtidos do mecanismo focal - plano A: $\phi = 312^\circ$; $\delta = 13^\circ$ (Fig. 5.9). Este plano foi dividido em 36 sub-falhas rectangulares de 30x20km, cujos nós constituem os pontos de inversão. Para origem do referencial, coincidente com a posição do hipocentro, foi escolhido o nó (9,1) (Fig.5.14).

As funções de Green necessárias para a modelação directa foram obtidas pelo método da matriz propagação de Haskell, segundo a descrição de Bouchon (1976). Foram calculadas funções de Green para as profundidades onde existem pontos de inversão, considerando as três estruturas de velocidade representadas na Tabela 5.1. Junto ao hipocentro o modelo considerado foi o usado por Tavera (1998) para aquela região; para a propagação no restante percurso e zona das estações foi usado o modelo de estrutura global, de Jeffreys–Bullen. Os sismogramas sintéticos foram gerados por

Tabela 5.1: Modelos estruturais, por camadas, considerados nas inversões das ondas de volume: Modelo A-para a zona do foco; Modelo B- para o percurso fora da zona do foco e da estação e Modelo C-para a zona da estação

α (km/s)	β (km/s)	$\rho \times 10^3$ (kg/m ³)	H_0 (km)
A-modelo na zona do hipocentro			
6.0	3.4	2.8	0-20
6.8	3.9	3.0	20-55
8.1	4.64	3.3	>55
B-modelo global JB			
5.57	3.36	2.65	0-15
6.5	3.74	2.87	15-33
8.1	4.68	3.3	>33
C- modelo zona estação			
6.0	3.46	2.6	>0

uma combinação linear dos subeventos de acordo com 3.16, considerando que cada subevento tem uma função temporal triangular com tempo de crescimento, $\tau_{1/2}$, que depois de vários ensaios foi fixado em 10s.

Os resultados que irão ser apresentados constituem a melhor solução de um conjunto de ensaios, onde foram fixados parâmetros como: a) dimensão da janela de inversão ($T_w=130s$); b) velocidade máxima de ruptura ($v_r = 3km/s$) e c) orientação do plano de falha. Foram feitos variar: 1) profundidade do hipocentro; 2) o número de sub-eventos e; 3) dimensões do plano de falha. Nesse sentido, foi posto em curso um plano de ensaios onde esses parâmetros foram sistematicamente testados. Como critério de aferição da qualidade dos resultados usou-se uma ponderação definida por dois factores: a) concordância entre os mecanismos dos vários sub-eventos obtidos e b) o ajuste dos sismogramas sintetizados face aos correspondentes observados (variância). Por exemplo, num ensaio onde a variância fosse baixa, representativa de um bom ajuste entre sismogramas, mas o mecanismo dos vários sub-eventos revelasse grande variabilidade, esse resultado não seria considerado aceitável. Da mesma maneira que não eram aceites maus ajustes mesmo que com boa concordância de mecanismos.

O resultado que apresenta melhor índice de qualidade corresponde à sucessão dos seis sub-eventos, representados na Tabela 5.2 e Figura 5.14 que também apresenta

Tabela 5.2: Parâmetros da sucessão de sub-eventos obtidos da inversão das ondas de volume segundo o método de Kikuchi e Kanamori (1991), que esboçam a caracterização espaço-temporal da ruptura do sismo de Arequipa

Subevento	t_0 (s)	x (km)	y (km)	M_0 (Nm)	Parâmetros do mecanismo		
					ϕ	δ	λ
1	0.0	0.0	0.0	1.11×10^{20}	42.1	22.7	129.9
2	35.8	-90.0	60.0	1.99×10^{20}	16.4	30.5	106.0
3	48.4	-120.0	60.0	4.30×10^{20}	320.5	39.4	64.4
4	63.6	-180.0	60.0	7.38×10^{20}	277.3	31.9	27.5
5	72.4	-60.0	60.0	4.25×10^{20}	328.2	20.6	79.6
6	76.4	-210.0	40.0	6.37×10^{20}	321.7	18.5	75.2
total	–	–	–	2.54×10^{21}	334.9	23.0	78.3

a função temporal da fonte e o mecanismo total, representativo da soma dos tensores dos 6 sub-eventos. Na Figura 5.15 estão representados todos os pares de simogramas observados e sintéticos calculados a partir do modelo de fonte obtido.

A leitura dos resultados permite imaginar, através da função temporal, uma fonte com duração de 94s, representativa de uma ruptura extensa. A distribuição dos sub-eventos mostra que estes ocupam duas sub-regiões do plano de falha representado pela superfície rectangular de 240x80km. A partir daí pode-se conceber esta ruptura formada por duas asperezas. Uma na região do hipocentro, a de menores dimensões, que rompeu nos primeiros 20s e outra mais extensa (com cerca de 150km de comprimento) e mais profunda ($h \sim 54$ km), responsável pelos últimos 58s de ruptura. Os dois períodos de ruptura estão separados por um tempo de acalmia de 16s. A segunda aspereza é responsável por 96% do momento sísmico libertado pela fonte contra apenas 4% na primeira aspereza.

No geral a solução obtida define um modelo de fonte que concorda com os resultados obtidos pelos outros métodos descritos nos Capítulos 3 e 4. Mostra, como já o tinha feito o método da directividade, que a ruptura se desenvolve a partir do hipocentro no sentido NW-SE, mergulhando sobre o plano de falha numa direcção que forma um ângulo de cerca de 17° com a horizontal, valor aproximado ao obtido no estudo da directividade ($\lambda_r = 11^\circ$), no §5.3.3. Mostra ainda que os vários sub-eventos que definem a ruptura têm mecanismo semelhante entre si, e que por sua vez também é muito parecido ao obtido por análise das polaridades da primeira chegada e também compatível com a tectónica da região.

Arequipa (Peru) 23/06/2001

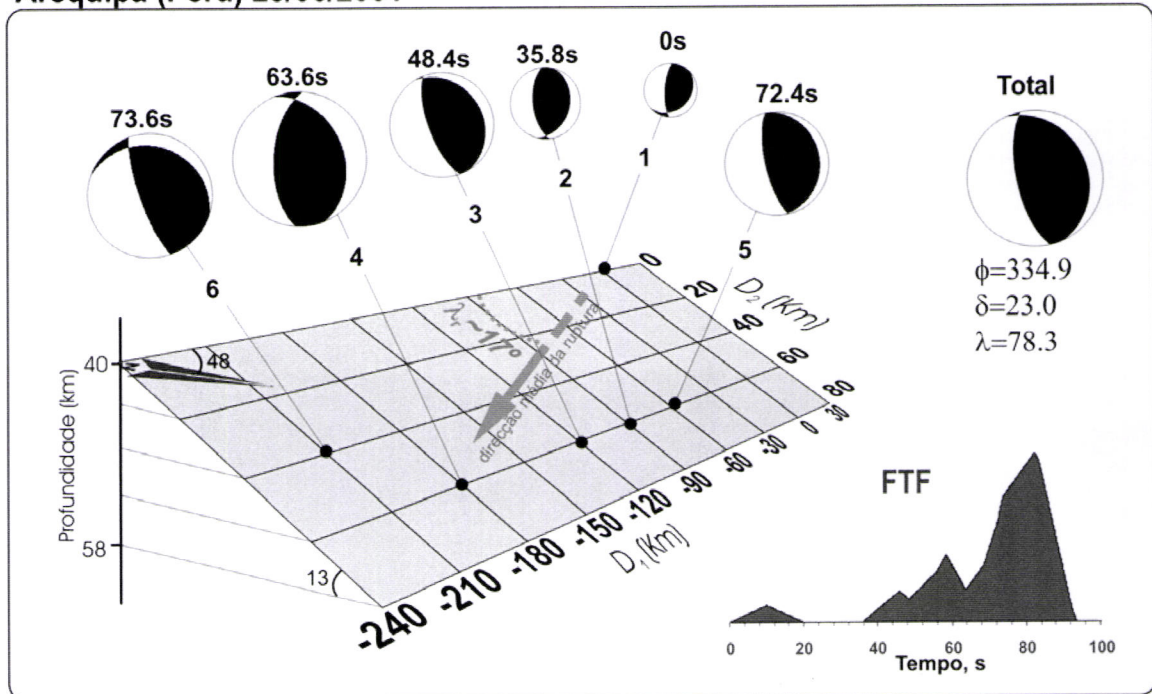


Figura 5.14: Representação da distribuição dos sub-eventos obtidos na inversão das ondas de volume, sobre uma vista em perspectiva do plano de falha. Os eixos D_1 e D_2 tem origem no hipocentro e orientam-se, respectivamente, ao longo da direcção do azimute da falha e da inclinação. Cada sub-evento é representado pelo respectivo mecanismo que tem dimensão proporcional ao momento sísmico. Os números por cima e por baixo dos mecanismos representam o instante inicial e número de ordem do respectivo sub-evento. Sobre o plano, através de uma seta cinzenta, está ainda indicada a direcção média (ponderada) da sequência de sub-eventos, que constitui uma estimativa da direcção da ruptura sobre o plano de falha. Ao lado estão representados o mecanismo médio e a função temporal da fonte.

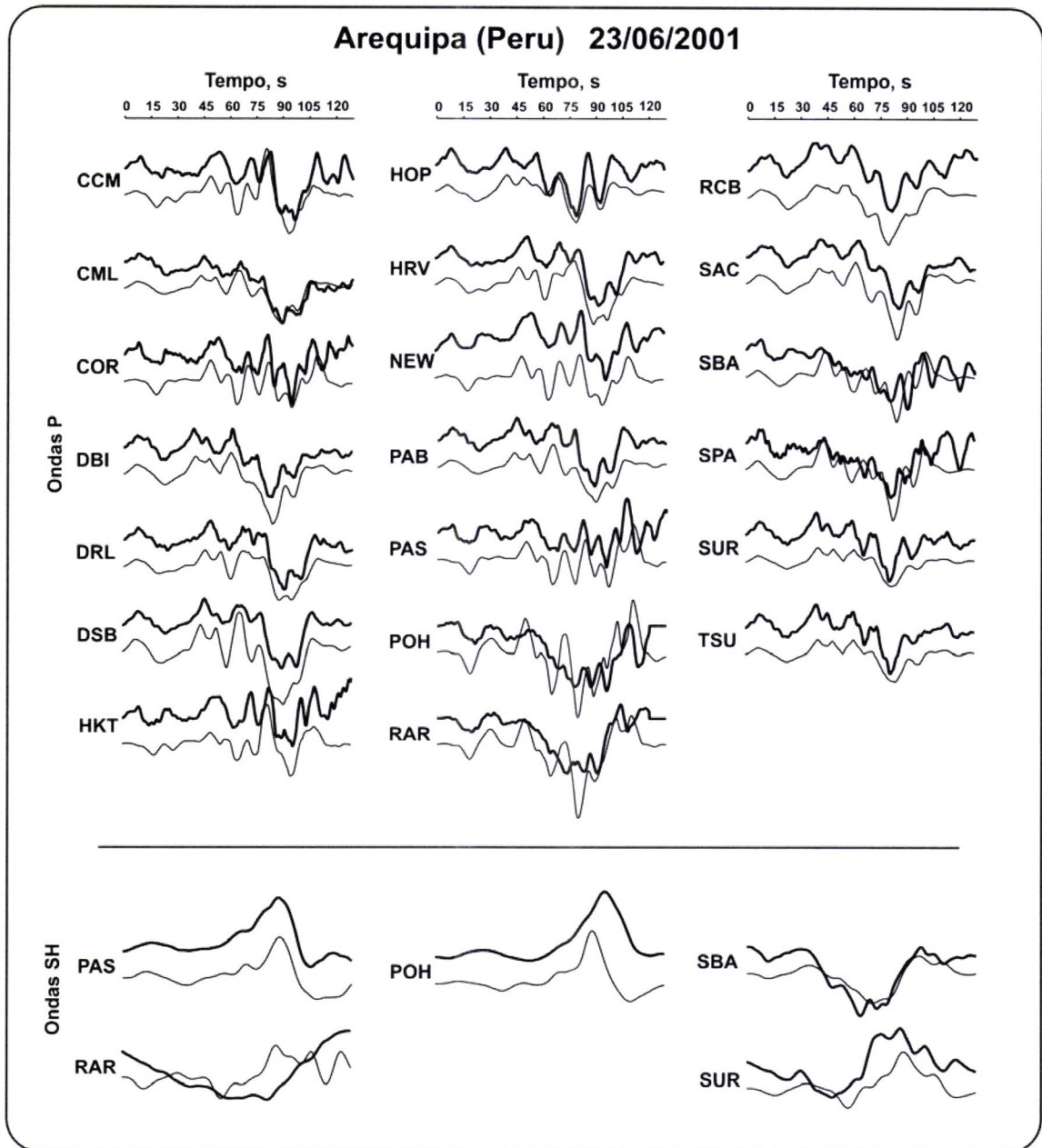


Figura 5.15: Representação dos pares de sismogramas observados (superior) usados na inversão da forma de onda e os correspondentes sintéticos (inferior), com relação à solução encontrada na inversão.

5.4.2 Distribuição de deslizamentos

Por último, foi feito o estudo pormenorizado do processo de ruptura do sismo de 23 de Junho mediante o método de inversão para distribuição de deslizamentos, descrito no § 3.2.7. Para o efeito foram usados os mesmos 25 registos de formas de onda P e SH considerados no modelo de sub-eventos. De acordo com as informações sobre esta fonte sísmica, nomeadamente as obtidas da distribuição de sub-eventos, considerou-se que a ruptura se desenvolve por inteiro sobre um plano com $300 \times 80 \text{ km}^2$, definido pelas direcções do azimute e da inclinação $\phi = 312^\circ$ e $\delta = 13^\circ$, obtidos do mecanismo. Esse plano foi discretizado em 240 sub-falhas rectangulares, cada uma com a dimensão de $10 \times 10 \text{ km}^2$. A escolha da dimensão das sub-falhas é uma questão sensível e portanto que exige algum cuidado. A parte da modelação directa aplicada a este método de inversão da forma de onda para distribuição de deslizamentos decorre, por via teórica, da aproximação da forma integral do teorema da representação (eq. 2.2) à soma dos efeitos produzidos sobre uma distribuição regular de sub-falhas de área $dx \times dy$ (equações 3.11 e 3.26). Para que essa aproximação não viole o teorema é necessário respeitar o compromisso entre a dimensão das sub-falhas e as irregularidades do deslizamento. Se usadas grandes sub-falhas em contextos de rupturas muito irregulares, os resultados decorrentes dessas situações (que são valores médios do deslizamento das sub-falhas) não são representativos do processo que de facto ocorreu naquela porção de ruptura. Porém esta própria imposição, que aconselha um aumento do número de sub-falhas, a partir de determinada altura começa a levantar obstáculos ao nível da capacidade de cálculo e de instabilidades numéricas que surgem quando o número de pontos de inversão é exagerado. Na situação em estudo, a dimensão ($10 \times 10 \text{ km}$) estabelecida para as sub-falhas é a dimensão mínima onde foi possível obter soluções fisicamente credíveis num tempo razoável. Mesmo assim, devido à elevada dimensão desta fonte, cada inversão, nas condições estabelecidas, envolve a determinação de 279 funções de Green; o estabelecimento de 10915 equações com 2790 incógnitas, tudo isto calculado em cerca de 40 minutos com um processador Pentium 4 a 3Ghz.

Para a modelação da forma de onda foram consideradas 5 janelas temporais definidas por funções triangulares com tempo de crescimento $\tau_{1/2} = 1.5 \text{ s}$. Este tempo de crescimento foi escolhido tendo em atenção a dimensão das sub-falhas e a velocidade de ruptura estimada por DIRDOP em 3.0 km/s . Os triângulos foram par-

cialmente sobrepostos para simular a propagação da ruptura no interior da sub-falha sem a introdução de grandes descontinuidades. As funções de Green foram obtidas mediante o método de Kikuchi e Kanamori (1991) para todos os pontos de observação, referentes a todos os nós da rede, usando o modelo de velocidades da Tabela 5.1. Na inversão para a obtenção das soluções foram introduzidos constrangimentos de positividade e uma ligeira suavização (ver § 3.2.7) entre sub-falhas, sendo para o efeito escolhido um valor de $\beta_0 = 0.2$.

Os resultados desta inversão estão resumidos na Figura 5.16 que apresenta a distribuição espacial de deslizamentos sobre o plano de falha. As setas indicam a direcção e sentido do deslizamento médio encontrado em cada nó da rede, pressupondo uma constante de rigidez $\mu = 3.3 \times 10^{10}$ Pa. A função temporal da fonte também representada nesta figura, muito semelhante à encontrada pelo outro método, mostra os dois episódios de ruptura. O primeiro, com uma duração de 20s ocorre na região hipocentral, estendendo-se por uma superfície com cerca de $50 \times 40 \text{km}^2$, onde o deslizamento médio ronda os 2.7m. Entre os 20 e 30s a ruptura avança mas com uma taxa de libertação de momento menor. A partir dos 30s volta a intensificar-se, estendendo a sua influência a uma vasta área de $\sim 150 \times 80 \text{km}^2$, onde chega a produzir um deslizamento máximo de 11,9m no ponto de coordenadas (-200km, 60km), no entanto o deslizamento médio neste bloco é de 4.9m. A pouca variação da direcção dos deslizamentos sugere constância no mecanismo ao longo de toda a ruptura; o ângulo de deslizamento médio encontrado é de $\bar{\lambda} = 57.65^\circ$, valor muito próximo ao do mecanismo a priori também representado na Figura 5.16. Na Figura 5.17 estão representados os pares de sismogramas observados e sintéticos referentes à inversão dos deslizamentos, onde se constata o bom ajuste entre esses pares, inclusivamente para as ondas SH que habitualmente produzem piores ajustes.

Representação espaço temporal por meio de fotogramas

Até agora as representações espaciais e temporais da ruptura têm sido feitas em separado, contudo, este método de inversão produz saídas com a informação sobre o valor da libertação do momento de cada ponto da rede em cada janela temporal considerada na inversão. Através desses valores podem construir-se filmes da ruptura, como os gravados no CD anexo à tese, ou sequências imagens que ilustram a evolução da ruptura. Nesse sentido foram escritos dois programas em suporte Mat-

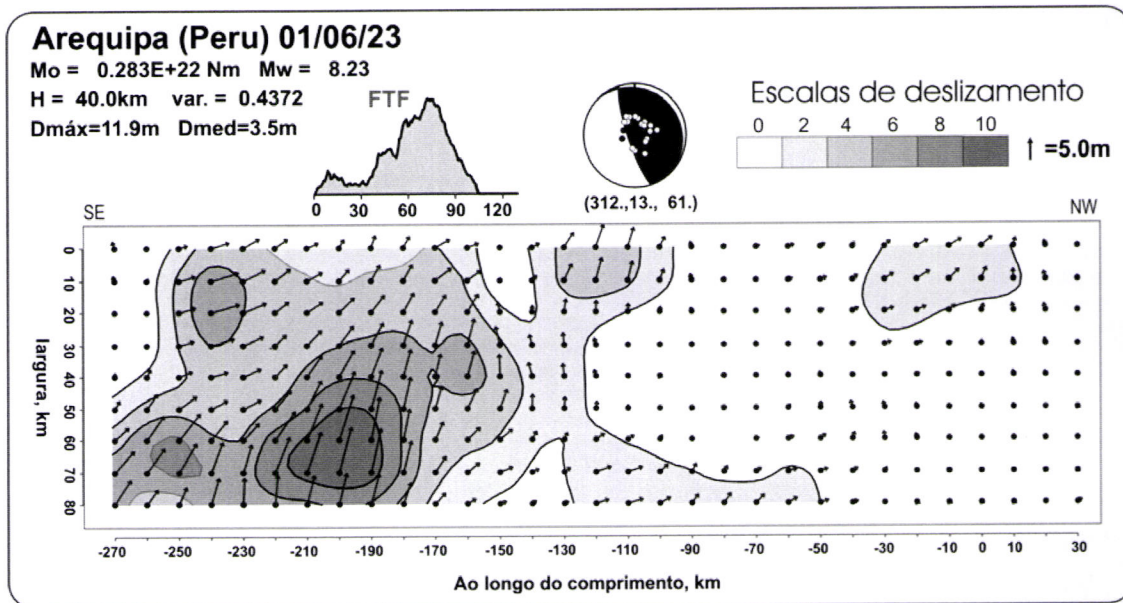


Figura 5.16: Distribuição de deslizamentos sobre o plano de falha. As setas representam a direcção e sentido do deslizamento (D) em cada nó da malha considerada; o comprimento da seta é proporcional ao valor do deslizamento, segundo o factor de escala representado. O tom de cinzento das isolinhas é proporcional ao valor do momento sísmico libertado, com valores indicados na escala. Estão também representados o mecanismo considerado e a Função temporal da fonte obtida.

lab (Filme.m e Fotogramas .m) que produzem os referidos filmes ou fotogramas a partir dos ficheiros com os dados espaço-temporais da ruptura saídos do programa da inversão de deslizamento (Apêndice F). A Figura 5.18 ilustra a propagação da ruptura do sismo de 23 de Junho mediante uma sequência de 19 fotogramas, correspondendo a cada um uma janela temporal de ~ 5 s. Dessa sequência de imagens pode acompanhar-se o percurso da ruptura e inferir o nível de actividade em cada intervalo, através da intensidade da cor. O último fotograma representa a situação correspondente à soma dos deslizamentos de todos os pontos considerados.

5.5 Deformação co-sísmica

Depois da aplicação das técnicas sismológicas apresentadas está criado um modelo pormenorizado de fonte para este sismo. Uma das poucas formas de confirmar o

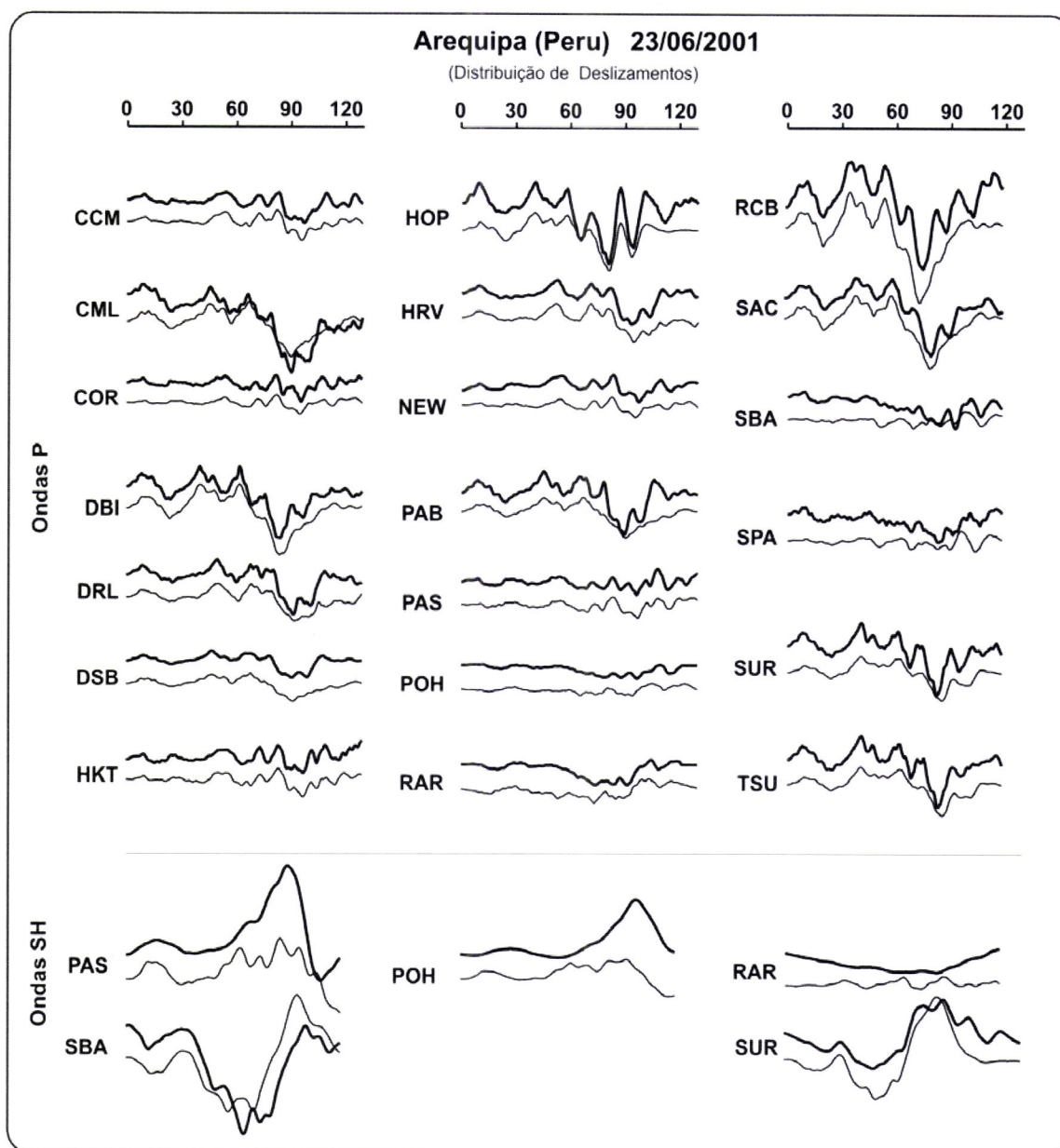


Figura 5.17: Representação dos pares de sismogramas observados (superior)/sintéticos (inferior) relativos à inversão da forma de onda para a distribuição de deslizamentos sobre o plano de falha.

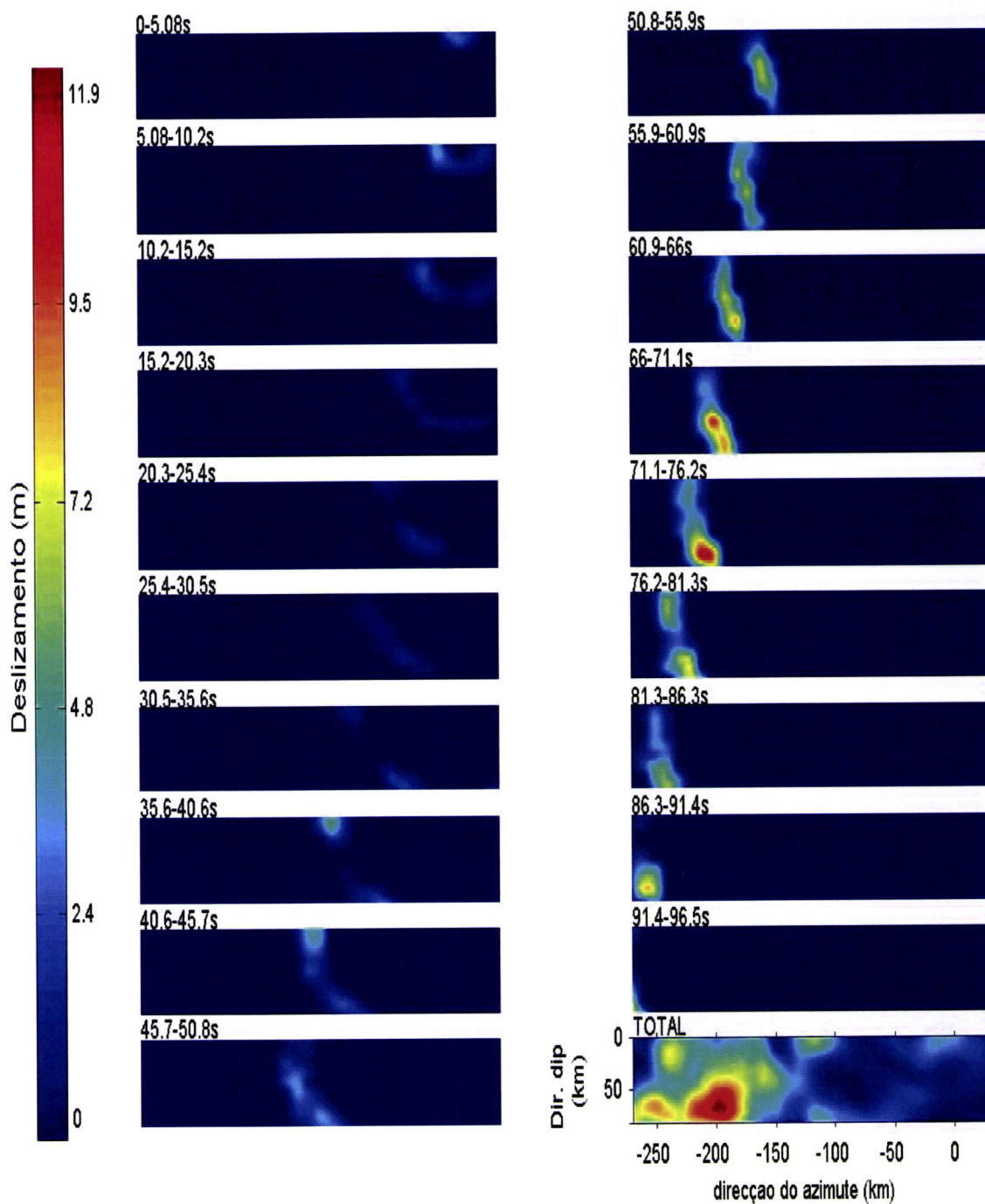


Figura 5.18: Evolução espaço-temporal do módulo do deslizamento (\propto momento sísmico) sobre o plano de falha. Cada fotograma representa o deslizamento, de cada ponto do plano de falha num intervalo de ~ 5 s. O último fotograma (TOTAL) representa o deslizamento acumulado sobre todas as janelas.

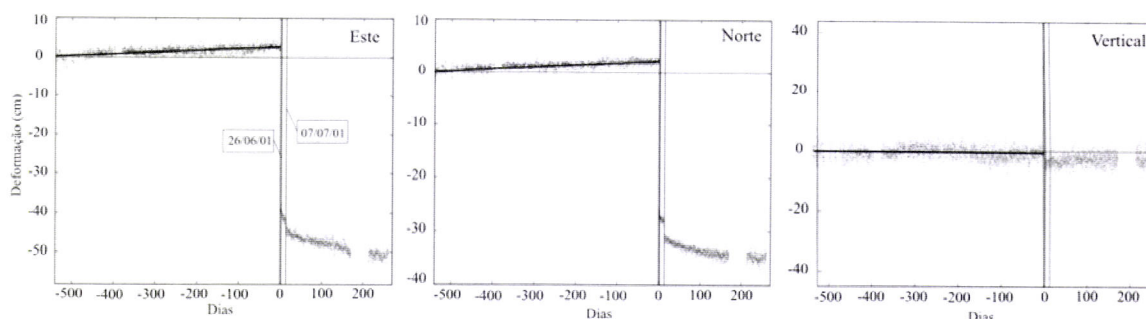


Figura 5.19: Registo da posição (componentes Norte, Este e Vertical) da estação da estação de GPS de Arequipa, no período de 3 anos antes do sismo de Arequipa e 9 meses depois. O Intervalo entre registos é de 2 horas. Para além das deformações intersísmicas e post-sísmicas notadas são bem visíveis as deformações co-sísmicas do choque principal do sismo de Arequipa (medida) assim como de algumas das réplicas mais fortes (figura adaptada de Melbourne e Webb (2002)).

modelo é pô-lo à prova face a outro tipo de dados decorrentes do mesmo sismo, como dados de geodesia relativos à deformação co-sísmica inelástica produzida pelo evento.

Para isso vamos usar os dados da estação de GPS de Arequipa (AREQ), a única estação com dados públicos, sob a influência do sismo, e a operar ao momento na região (Melbourne e Webb, 2002). A estação AREQ, instalada na cidade de Arequipa, mais precisamente Lat=16.46S; Long.=71.79W, é uma estação do "International GPS Service" IGS/NASA, composta por receptores de dupla frequência e montada sobre um pilar de betão com fundações a vários metros de profundidade. Foi instalada em 1994 para fins geodésicos e cálculo da órbita dos satélites.

De acordo com o registo bi-horário de deformação das componentes Norte, Este e Vertical (Fig. 5.19), encontra-se uma deformação co-sísmica $dE = -0.43 \pm 0.05\text{m}$; $dN = -0.27 \pm 0.02\text{m}$ (Ruegg *et al.*, 2001). Em relação à componente vertical da deformação, devido a perturbações electromagnéticas do sinal GPS na troposfera, no dia do sismo, o nível de ruído do registo é de tal forma elevado que inviabilizou determinações altimétricas.

A modelação da deformação co-sísmica para a estação AREQ foi ensaiada através do programa EDCMP de Wang *et al.* (2003) apresentado no § 3.2.8. Para isso foi considerado um modelo de fonte estabelecido a partir dos resultados da distribuição

Tabela 5.3: parâmetros da fonte usados na modelação da deformação co-sísmica do evento de Arequipa (Peru) de 23 de Junho de 1999 representada nas figuras 5.20, 5.21 e 5.22

Bloco	D (m)	X₀ (km)	Y₀ (km)	Z₀ (km)	L (km)	W (km)	φ (°)	δ (°)	λ (°)
1	2.7	-27	30	40	50	40	312	13	56
2	4.9	-174	193	40	150	80	312	13	61

de deslizamentos (Fig. 5.16). Esse modelo é formado pelos dois blocos rectangulares representados na Figura 5.20 que são caracterizados, mediante a descrição feita no § 3.2.8, pelos parâmetros representados na Tabela 5.3.

Com esse modelo de fonte, as componentes da deformação obtidas para a posição de AREQ foram $dE_{\text{mod}} = -0.43\text{m}$, $dN_{\text{mod}} = -0.39\text{m}$ e $dZ = -0.40\text{m}$. A Figura 5.20 representa o modelo usado e compara o resultado da deformação horizontal medida em AREQ e a modelada neste trabalho. Os resultados mostram uma boa concordância entre as componentes "Este" modelada e medida em AREQ, porém a componente "Norte" modelada apresenta em relação à medida na estação AREQ um acréscimo de 7.4%.

Embora apenas possamos confrontar resultados com dados da estação AREQ, também se produziram simulações do campo de deformação co-sísmica horizontal e vertical. A Figura 5.21 representa o campo de deformação horizontal e a Figura 5.22 o campo de deformação vertical. Sobre esta última figura foi ainda representada a deformação vertical ao longo do perfil AB indicado.

5.6 Discussão e Conclusões

O sismo de Arequipa de 23 de Junho de 2001, coincidente com parte da ruptura do maior evento produzido na região nos últimos 200 anos, o sismo de 1868 de $M_w \sim 9$ (Fig. 5.5), é mais um produto do processo de subducção da placa de Nazca sob a Continental sul Americana. Pela sua localização bem na interface entre as placas, constitui um evento tipicamente classificado de inter-placas ("interplate"), embora por ter produzido um tsunami possa induzir na classificação de sismo de tsunami ("tsunami earthquake"), que é um tipo de evento também característico de zonas de subducção, mas habitualmente mais superficial (Venkataraman e Kanamori, 2004).

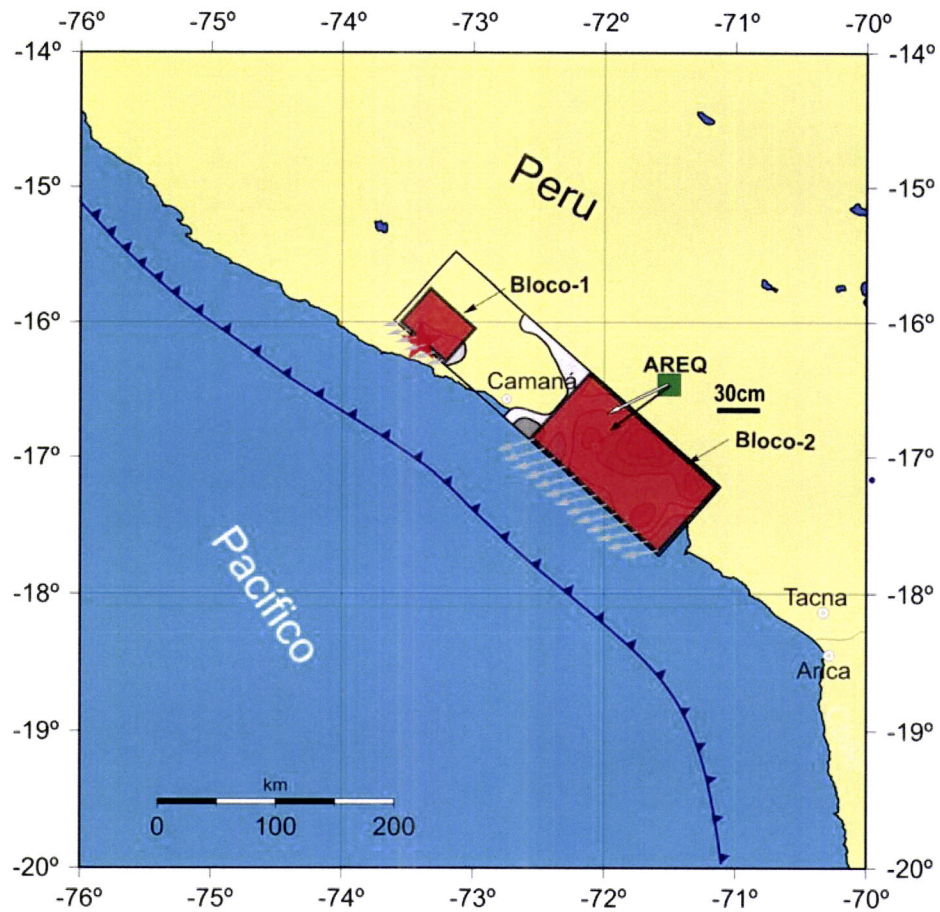


Figura 5.20: Representação do modelo de dois blocos deslizantes (tabela 5.3) usado na modelação da deformação horizontal na estação de Arequipa (AREQ). A seta branca representa a deformação horizontal medida e a preta a deformação modelada.

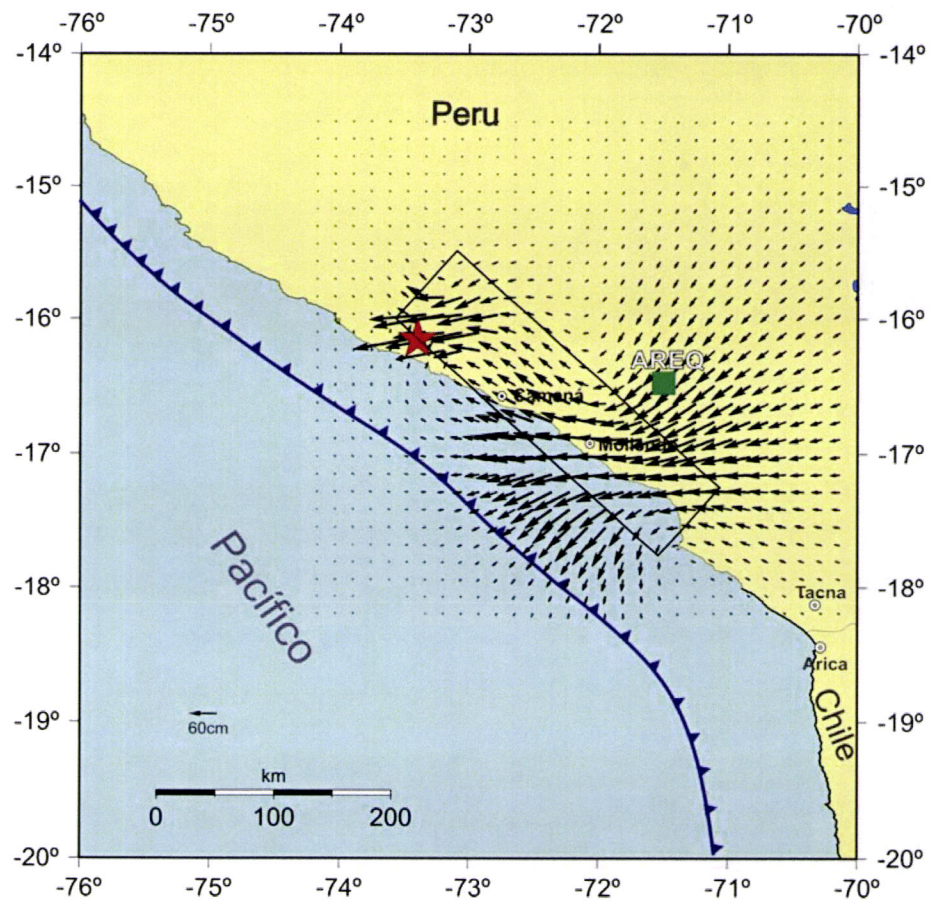


Figura 5.21: Campo de deformação horizontal produzido com base no modelo descrito na figura 5.20.

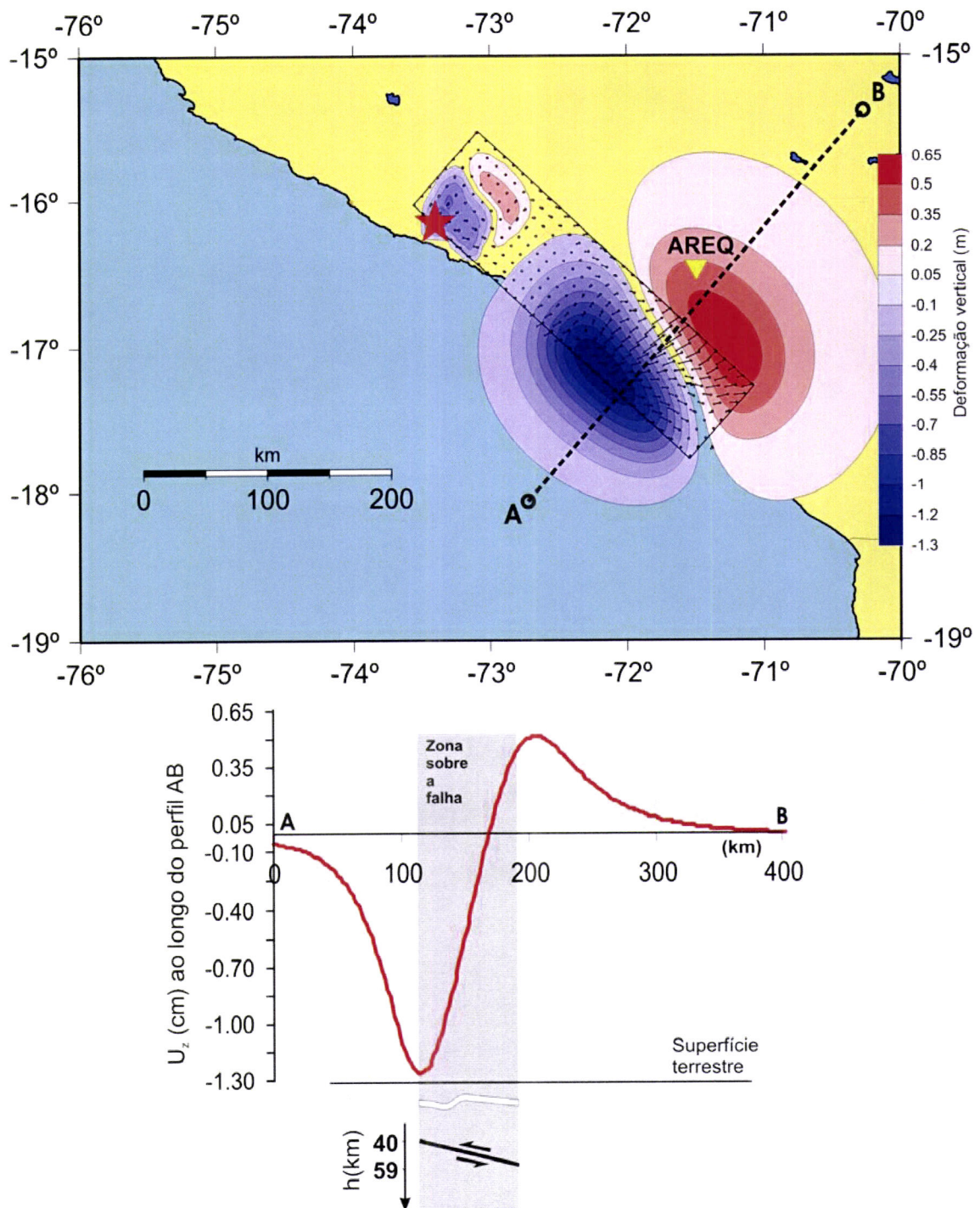


Figura 5.22: Em cima: campo de deformação vertical modelado; as regiões vermelhas (>0) correspondem a subidas do terreno e as azuis (<0) a abaixamentos de nível. Em baixo: gráfico representativo da deformação co-sísmica vertical ao longo do perfil A-B indicado sobre o mapa em cima.

O mecanismo obtido, tanto pelas polaridades das primeiras chegadas (Fig. 5.9) como por inversão da forma de onda (Fig. 5.14 e Tab. 5.2), confirmam a opinião da origem do evento. Mostram uma falha inversa, com eixos de pressão no sentido da convergência de placas, apresentando um plano nodal quase horizontal ($\delta_{(polaridades)} = 13^\circ$; $\delta_{(inversao)} = 23^\circ$), orientado azimutalmente na direcção NW-SE. É uma solução coerente com os eventos típicos da região (Fig. 5.6) e com a inclinação da subducção naquela zona estimada, com dados de sismicidade, em $\theta = 19^\circ$. (Fig. 5.4), daí que tenha sido a escolhida para plano de falha.

Os dados da sismicidade instrumental das zonas próximas do foco que foram usados para estimar a inclinação da subducção naquela zona mostram uma profundidade média de cerca de 100km (Fig. 5.4), para os eventos naquela posição. Neste trabalho foi encontrada uma profundidade de de 40km para o hipocentro, com a ruptura a estender-se até aos 58km. Existe uma nítida divergência entre o valor obtido e o esperado a partir de dados de sismicidade dos catálogos do NEIC/USGS. Poderá admitir-se que este evento se situa num nível mais superficial que a zona que responde pela actividade média da região? Parece-nos que não. Uma ruptura com cerca de 300km de comprimento só pode ser explicada pelo acidente tectónico mais importante que neste caso é a subducção, o mesmo acidente que explica a maioria dos eventos ali produzidos. Assim sendo, e uma vez que os resultados que obtivemos nos oferecem grande confiança, resta-nos admitir que as profundidades que constam nos catálogos usados não são representativas da real profundidade dos eventos daquela região.

O momento sísmico do evento obtido pelos vários métodos apresenta resultados bastante similares, entre 2.1×10^{21} Nm e 2.8×10^{21} Nm (ver Tab. 5.4), a que corresponde, em qualquer dos casos, a uma magnitude de momento $M_w=8.2$. São valores comparáveis com os obtidos por outros autores/instituições (Tab. 5.4), à excepção da Universidade de Harvard que encontrou um valor bastante mais elevado (4.9×10^{21} Nm) pelo método do centróide.

As maiores divergências encontram-se em relação ao tamanho da ruptura. Admitindo que a ruptura coincide com a superfície por onde se espalham as réplicas, encontrar-se-ia um valor de $340 \times 125 \text{km}^2$, valor semelhante ao encontrado por Tavera et al., 2002 ($370 \times 160 \text{km}^2$) que admitem corresponder à dimensão da ruptura, por condizer com a circunscricção das isocistas. Esta extensão apresenta-se muito ele-

vada quando comparada com estimativas feitas por outros métodos: por inversão da forma de onda obtém-se valores máximos de $300 \times 80 \text{ km}^2$; ou mesmo valores mais baixos (8460 km^2) quando as estimativas são feitas via frequência de esquina da análise espectral segundo o modelo de Haskell (Eq. 3.6). Bilek e Ruff (2002) mencionam diferenças semelhantes em relação a este evento. É um facto frequentemente observado e referido em circunstâncias em que a avaliação da dimensão da ruptura é feita por sequências de réplicas (e.g. Mendoza e Hartzell, 1988; Tio e Kanamori, 1996; Bezzeghoud et al. 2004. Parece que os ajustes sobre zonas que não romperam no choque principal (réplicas) tendem a ocupar as regiões envolventes da ruptura.

Através dos valores de momento sísmico e área da ruptura obtidos pelos diversos métodos (excluindo a área estimada por distribuição das réplicas), encontra-se para esta ruptura, através da equação A.5, quedas de tensão que variam entre 1.4MPa e 4.8MPa, isto é, $\Delta\sigma = 3.1 \pm 1.7 \text{ MPa}$. Este valor é compatível com os valores apresentados por (Venkataraman e Kanamori, 2004) no estudo que fizeram sobre sismos de zonas de subducção onde mostram que para profundidades de $\sim 40 \text{ km}$, os valores das quedas de tensão variam entre 1.1MPa e 7MPa. Outro valor de referência foi a queda de tensão média ($\overline{\Delta\sigma} = 3.4 \times 10^6 \text{ Pa}$) calculada por nós a partir dos parâmetros da fonte de 20 eventos de magnitude $M_w > 5.8$ ocorridos na mesma região de subducção entre 1990 e 1996 (Tavera e Buforn, 1998).

A primeira aproximação ao estudo da cinemática desta ruptura foi obtida por análise da directividade mediante o programa DIRDOP que aponta para uma ruptura unilateral, com uma componente horizontal de NW para SE ($\gamma = 121 \pm 12.83^\circ$), com velocidade média $v_{rH} = 3.0 \pm 0.41 \text{ km/s}$. A direcção da ruptura aqui encontrada é semelhante à obtida por (Bilek e Ruff, 2002) ($\gamma = 116^\circ$) através de uma análise da directividade feita com dados do comprimento das funções temporais relativas da fonte, obtidas a partir de ondas de superfície. O conhecimento prévio do mecanismo permitiu-nos ainda quantificar o desvio da componente horizontal da ruptura em relação à direcção do traço da falha e daí calcular a direcção da velocidade média de ruptura sobre o plano de falha (Eq. 4.16) num ângulo de mergulho de $\lambda_r = 11.3^\circ$. Este valor é semelhante ao estimado a partir da sequência de sub-eventos obtida por inversão da forma de onda mediante o método de Kikuchi e Kanamori (1991) ($\lambda_r = 17^\circ$, Fig. 5.14).

A distribuição de sub-eventos obtida por inversão da forma de onda, para além de

vir confirmar a trajectória da ruptura já estimada por análise da directividade veio esclarecer sobre as variações na libertação do momento ao longo da falha e do tempo. Assim, no esquema de fonte delineado a partir de seis sub-eventos que se distribuem sobre um plano de falha e de uma função temporal com a duração de ~ 94 s (Fig. 5.14), é possível observar uma ruptura em dois episódios: o primeiro com 20s e o segundo com 58s, separados por um pausa de 16s. O primeiro episódio corresponde à mais pequena aspereza, explicada pelo primeiro sub-evento que corresponde apenas a 4% ($M_0=1,11 \times 10^{20}$ Nm) do momento sísmico total. De acordo com o valor da queda de tensão calculada, esta aspereza ocupará uma área circular com 25km de raio no topo da falha ($h_0 \sim 40$ km). Os restantes 96% do momento sísmico ($2,43 \times 10^{21}$ Nm) serão libertados mediante uma sequência de cinco choques maiores, numa segunda aspereza mais profunda ($h_0 \sim 50$ km) delimitada por um rectângulo com cerca de 150km de comprimento (Fig. 5.14).

Os melhores resultados da distribuição de deslizamentos sobre o plano de falha, grosso modo, revelam uma história semelhante à produzida pela distribuição de sub-eventos (Figs. 5.16 e 5.18). Mostram uma ruptura que se propaga de NW para SE sobre um plano de falha com 300×80 km². Nos primeiros 20-30s a ruptura é caracterizada por deslizamentos, entre as duas superfícies do plano de falha, com cerca de 2.7m segundo um ângulo de deslizamento médio de 56° ; a partir dos 30s, e depois de ter avançado cerca de 100km, a ruptura intensifica-se à medida que desce sobre o plano de falha, atingindo a sua máxima actividade 70s após o início, depois de percorridos 200km. Os deslizamentos produzidos nessa fase da ruptura chegam a atingir perto de 12m segundo uma direcção média também mais vertical ($\lambda = 61^\circ$). A partir desse momento inicia-se a fase terminal da ruptura, com duração de 15-20s, que acontece fundamentalmente no extremo SE mais profundo. O deslizamento médio é de 3.5m, mas com uma distribuição muito heterogénea conforme se pode ver na Figura 5.16.

Por fim, face à oportunidade de confirmar o modelo com dados de natureza geodésica, foi simulada a deformação co-sísmica na estação GPS de Arequipa. sobre a qual são conhecidas as componentes horizontais dessa deformação. Os resultados modelados mostram uma deformação horizontal nesse ponto de 58cm na direcção N132W face a um valor esperado de 50cm na direcção N122W (Fig. 5.20). Aproveitando o modelo foram ainda simulados os campos de deformação horizontal e vertical

Tabela 5.4: Resumo dos parâmetros da fonte do sismo de Arequipa de 21 de Junho de 1999, obtidos neste trabalho e por outras instituições

Métodos	Planos nodais			Dimensões					$\times 10^{21}$	
	ϕ ($^{\circ}$)	δ ($^{\circ}$)	λ ($^{\circ}$)	L (km)	W (km)	S (km ²)	T_r* (s)	v_r (km/)	M₀ (Nm)	M_w
MECSTA	312	13	61	-	-	-	-	-	-	-
Espectral	-	-	-	-	-	8460	-	-	2.1	8.2
DIRDOP	$\gamma = 301 \pm 13$			-	-	-	-	3.1 ± 0.4	-	-
Kikuchi	334	23	78	240	80	19000*	94	-	2.5	8.2
MOM3	312	13	60	300	80	24000*	96	-	2.8	8.2
Sismic.	-	19		340	125	42500	-	-	-	-
Outras instituições										
USGS	263	6	26	-	-	-	-	-	3.7	8.3
EIC	309	21	61	-	200	100	-	107	2.2	8.2
HARVARD	318	14	79	-	-	-	-	-	4.9	8.4

*Valores encontrados das seguintes maneiras: no método de sub-eventos de Kikuchi por soma das áreas de ruptura dos sub-eventos assinaados na tabela 5.2; no método de distribuição de deslizamentos (MOM3), pela soma das áreas com deslizamentos não nulos (ver figura 5.16)

mostrados nas Figuras 5.21 e 5.22.

Capítulo 6

O sismo de Zemmouri-Boumerdes (Argélia) de 21 de Maio de 2003

Às 18 horas e 44 minutos (UTC) do dia 21 de Maio de 2003, sobre uma falha submarina junto à costa da Argélia, a cerca de 50km para oriente da cidade de Argel, produziu-se um sismo de magnitude $M_w=6.7$ que sacudiu violentamente toda aquela região do Norte de África, com consequências calamitosas. Os números oficiais apontam para 2271 mortos; 11455 desalojados e devastação sobre extensas áreas entre Argel e Dellys, com especial gravidade na região de Boumerdes (Belazougui et al., 2003). Foram severamente afectadas as povoações costeiras próximas da região epicentral, tais como Argel, Bourdaj el Kiffan, Rouiba, Reghaia, Corso, Zemmouri (completamente destruída), Boumerdes, Sidi-Daoud, Dellys e Tigzirt (Fig. 6.1). Mais para sul o evento causou destruição nas aldeias de Ouled Moussa, Thenia, Isser e Bordj Menaiel, com milhares de construções afectadas, registando-se alguns colapsos. Nas povoações da região administrativa de Boumerdes foram registados

1378 mortos e 3444 feridos; na de Argel: 888 mortos e 6789 feridos. A máxima intensidade produzida foi de grau X (EMS98) e registou-se sobre uma estreita faixa junto à costa próxima do epicentro e ainda noutra faixa mais oriental, entre Sidi-Daoud e Dellys (Fig.6.1). As isossistas apresentam-se alongadas na direcção NE-SW, de acordo com um conjunto de outros factos como a tectónica da região e a distribuição das réplicas (Fig.6.1). Outro efeito produzido ainda por este abalo foi o tsunami que foi registado nos marégrafos nas costas de Itália e França e foi sentido com mais intensidade nas praias da costa sul das Ilhas Baleares onde foram registadas ondas de 1 a 3m durante um período de 10 a 12 minutos. Essas ondas produziram estragos nalgumas dezenas de barcos de recreio estacionados em ancoradouros (Hébert, 2003). Na costa Argelina, logo após o choque principal, o mar recuou cerca de 200m e passados uns minutos avançou na direcção da costa inundando-a numa extensão de mais de 50m, alagando praias, onde causou alguns estragos. Nos 20 dias que se seguiram ao evento principal foram registadas e localizadas mais de 250 réplicas com magnitudes entre 2.0 e 5.8 (Fig. 6.1). Dessas réplicas destacam-se as de 27, 28 e 29 de Maio, respectivamente de magnitude $M_w = 5.8$, 5.0 e 5.8, por serem as maiores.

O sismo de Zemmouri-Boumerdes foi o segundo grande evento produzido na região Norte da Argélia depois do sismo de El Asnam ($M_s=7.3$) de 1980. De acordo com as informações do Centro Sismológico da Europa-Mediterrâneo (EMSC), o epicentro do evento situa-se na posição $LAT=37.02^\circ N$, $LONG=3.77^\circ E$ e teve uma magnitude $M_w=6.8$. Estes resultados foram obtidos a partir de 311 registos, incluindo os da rede sismológica do "Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique"(CRAAG). Esta localização cataloga-o em mais um evento tectónico, característico da fronteira entre as placas Euroasiática e Africana. Do ponto de vista geodinâmico estas duas placas encontram-se num processo de colisão na direcção NW-SE. De acordo com estudos de Buforn et al. (2004) a taxa de aproximação entre as placas é, na região em análise, da ordem dos 2.5mm por ano. O sistema de forças que resulta deste processo, responde bem pelos mecanismos inversos e desligamento dominantes na região, como o demonstra Bezzeghoud e Buforn (1999). Outra evidência desta dinâmica compressiva é, ainda segundo Bezzeghoud e Buforn (1999), o tipo e orientação dominante das falhas geológicas no "Tellian Atlas"(ver Fig. 6.2), o maior acidente geológico no Norte da Argélia, onde predominam falhas inversas orientadas na direcção NE-SW. Porém é de referir que na mesma

região foram registados eventos apresentando mecanismos normais e desligamento.

Neste trabalho vai ser apresentado um estudo da fonte deste evento produzido a partir de um conjunto de dados sismológicos, incluindo registos telessísmicos de banda larga das redes mundiais, registos regionais e ainda alguns dados observacionais de natureza geodésica. O tratamento desses dados será feito, utilizando o cruzamento de técnicas de análise apresentadas nos Capítulos 3 e 4. Numa primeira aproximação ao estudo desta fonte foram calculados o mecanismo focal, a dimensão, a duração e a directividade da ruptura. O mecanismo focal do choque principal assim como da réplica de 27 de Maio foram obtidos das leituras das polaridades do primeiro movimento dos sismogramas registados numa distribuição azimutal de estações telessísmicas e regionais, utilizando o método estatístico de Brillinger et al. (1980) já descrito no §3.2.1. O plano nodal escolhido para plano de falha é o que melhor aparenta corresponder à distribuição das réplicas sobre o plano de corte perpendicular à falha (Fig.6.3); foi usada ainda a distribuição epicentral de réplicas para obter uma estimativa da orientação e dimensão da ruptura. Por análise espectral de seis registos telessísmicos de ondas de volume foram estimados a dimensão e momento sísmico; a duração da ruptura foi estimada a partir de um conjunto de funções temporais relativas da fonte (FTRF) obtidas por desconvolução de sismogramas de fontes elementares, segundo o método das funções empíricas de Green descrito no § 3.2.4. Este estudo preliminar é complementado com a análise da directividade através do algoritmo DIRDOP, descrito no Capítulo 4, que revela a presença de uma ruptura bilateral, conforme se veio confirmar por inversão de ondas de volume. A aplicação destes métodos preliminares ao estudo da fonte forneceu a base de conhecimento que permitiu avançar a parametrização necessária para o estudo de pormenor, através dos métodos de inversão de ondas de volume descritos no Capítulo 3.

Na segunda parte do estudo da fonte, tal como foi feito em relação ao sismo do Peru apresentado no Capítulo 5, fizeram-se inversões dos registos telessísmicos de banda larga (P e SH) disponíveis, segundo dois modelos de ruptura: modelo de sub-eventos de Kikuchi e Kanamori (1991) apresentado no § 3.2.6, e; modelo de distribuição de deslizamentos sobre o plano de falha apresentado no § 3.2.7. A partir dessas duas inversões foi possível obter uma descrição espaço-temporal pormenorizada da ruptura do sismo de Zemmouri-Boumerdes que complementa a infor-

mação colhida através dos outros métodos. Por fim, com o objectivo de confirmar e validar o modelo obtido, foi feita a modelação do campo de deformação co-sísmica (vertical e horizontal) que foi confrontada com os dados de natureza observacional relatados (Yelles-Chaouche, 2003) e com as medidas de geodésia instrumental apresentados por (Yelles *et al.*, 2004).

6.1 Sismicidade e tectónica da região

O Norte da Argélia, pelo seu posicionamento geográfico junto à margem de convergência da placa Africana com a Euroasiática, tem sido palco nos últimos séculos de um conjunto de sismos devastadores (ver Mokranne *et al.*, 1994). A Figura 6.2 representa alguns dos principais eventos sísmicos Históricos e instrumentais ocorridos no Norte da Argélia no período entre 1365 e 2003. A cidade próxima do sismo "El Asnam" (antigamente Orléanville e actualmente Chelf) foi por duas vezes severamente atingida no decurso da segunda metade do século passado: a primeira em 1954, por um sismo de magnitude 6.7 e a segunda em 1980, pelo El Asnam de magnitude 7.3. Em 29 de Outubro de 1989, a região costeira de Chernua-Tipasa (Fig.s 6.1 e 6.2), a cerca de 150km do epicentro do evento de 23 de Maio, foi sacudida por um sismo de magnitude 5.9 (Bounif *et al.*, 2003). Muitos outros exemplos há de sismos históricos e instrumentais que tem afectado aquela região costeira nos últimos séculos: Argel (1365, 1673, e 1716), Ouran (1790), Djidjelli (1856); Bougie (1946).

De acordo com vários estudos (e.g. Hée, 1950; Roussel, 1973; Benhallou, 1985; Bennouar; 1994; Mokrane *et al.*, 1994; Bezzeghoud *et al.*, 1996; Maouche *et al.*, 1998; Bounif *et al.*, 2003; Harbi *et al.*, 2004), a bacia de Mitidja - a estrutura geológica Argelina com maior actividade sísmica - tem produzido várias das maiores catástrofes sísmicas registadas na Argélia, tais como: Argel (2 de Janeiro de 1365, $I_0 = X$); Blida (2 de Março de 1825, $I_0 = X$); Mouzaia (2 de Janeiro de 1867, $I_0 = IX$); Douéra (5 de Novembro de 1924, $M=5.2$); Oued Djer (21 de Outubro de 1988, $M=5.6$); Mont Chenoua (29 de Outubro de 1989, $M=6$); Tipassa (9 e Fevereiro de 1990, $M=5$); Ain Benian (4 de Setembro de 1996, $M=5.6$). Apesar destes serem os mais representativos, a lista da actividade da bacia de Mitidja é muito mais extensa, porém não faz parte dos objectivos deste trabalho fazer a sua apresentação exhaustiva.

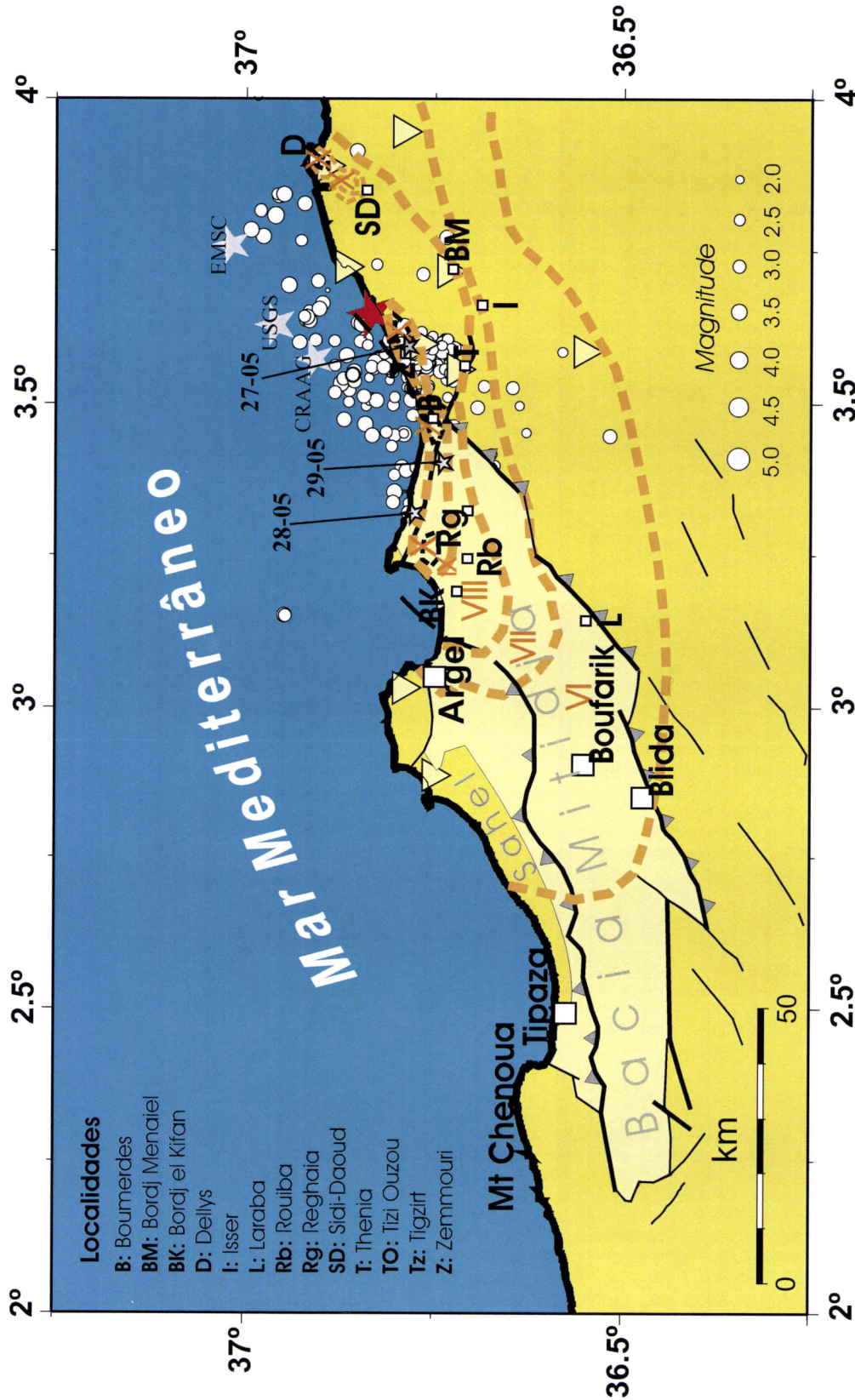


Figura 6.1: Mapa da região do sismo de 21 de Maio, com representação das isocistas e tectónica, adaptadas de Ayadi et al. (2004). A estrela encarnada representa a localização considerada. As estrelas cinzentas representam localizações de outras instituições (USGS, EMISC, CRAAG). Os triângulos invertidos representam as estações portáteis que produziram os dados que permitiram a localização das réplicas representadas pelos círculos brancos e as 3 réplicas mais importantes (27, 28 e 29 de Maio) representadas por estrelas mais pequenas.

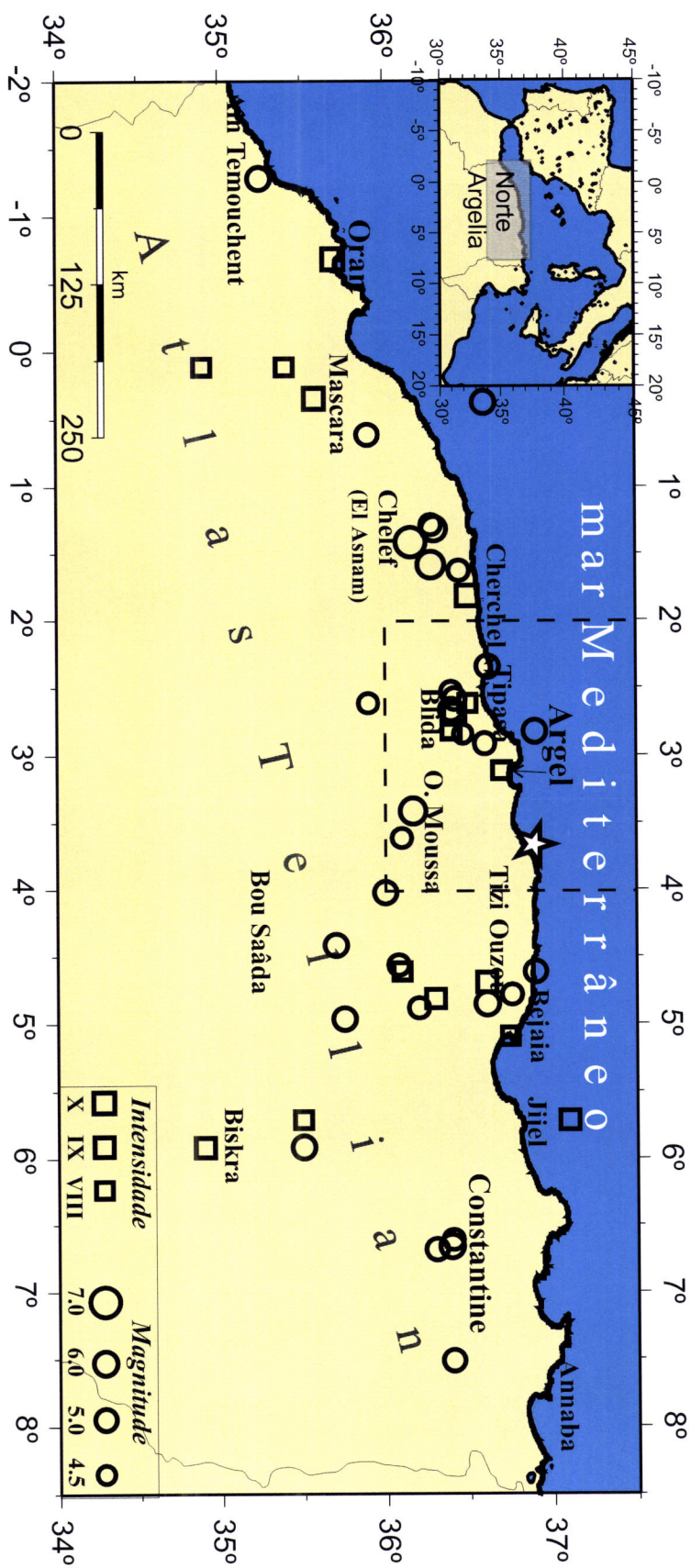


Figura 6.2: Sismicidade histórica e instrumental referente a eventos de $I_0 > VII$ e $M > 6.0$ no período 1350-2000. A estrela branca indica o epicentro do sismo de 21 de Maio de 2003 em estudo, obtido por Ayadi et al. (2004).

A bacia de Mitidja é o protótipo de uma região sísmica moderadamente activa. Está incrustada entre os Montes Tellian e a costa, local onde tem vindo a ser colapsada e fracturada desde o princípio do Cenozóico, em virtude de um regime compressivo orientado na direcção NNW-SSE (Meghraoui, 1988). A actividade recente desta bacia coincide com a elongação E-W da estrutura, que acompanha a deformação produzida pelo regime compressivo que acontece durante todo o período quaternário. A bacia de Mitidja é limitada a Sul por um sistema de falhas inversas inclinadas para SE que separa a bacia da serra de Blida. Na parte Norte a bacia é limitada: a Este, pela costa; a Oeste, pela falha activa de Shael cuja escarpa é visível em fotografia aérea e imagem de satélite e corresponde a uma falha inversa (camuflada) associada ao anticlinal de Shael. O conjunto da carta neotectónica, com a distribuição de sedimentos quaternários, a orientação dos terraços aluviais, rede hidrológica e sua interacção com estruturas tectónicas, constituem prova clara da actividade sísmica da região (Maouche, 2003)

Há evidências que relacionam o choque principal do sismo de Zemmouri-Boumerdes com fenómenos ocorridos na região epicentral, como fendas no terreno, abatimentos, deslizamento de terras e liquefacção. Porém, a expressão superficial do plano de falha não foi observada. Isto, associado a outros dois factos: a superficialidade do evento e ocorrência do tsunami, constitui, só por si, base indicial suficiente para sustentar a tese da ruptura ter emergido à superfície no fundo oceânico. Olhando simultaneamente para a tectónica da região e para a localização do epicentro deste evento (Fig. 6.1) observa-se que o sistema de falhas inversas que limita a SE a bacia de Mitidja, se prolonga para NE até um ponto da costa um pouco a SW do epicentro. Admitindo que este sistema de falhas possa avançar alguns quilómetros mais pelo interior do mar, mantendo a orientação que apresenta à superfície, estaria então encontrado o acidente tectónico responsável pelo sismo estudado. A acreditar nesta hipótese, o plano de falha que explica o evento estará inclinado tendencialmente para SE. O mecanismo focal do evento apresentado na Figura 6.6 reforça mais uma vez esta tese uma vez que apresenta um plano nodal ($\phi=64^\circ$, $\delta=51^\circ$; $\lambda=82^\circ$) que corresponde ao plano de falha referido e um regime de esforços compatível o observado na região.

Após a ocorrência do choque principal de Zemmouri-Boumerdes, foi instalada na região uma rede sismológica portátil composta por 16 estações equipadas com

sismómetros L22 da Mark (2Hz) e sincronizadas por GPS. Através desses dados a que se juntaram os dados das estações da rede sismológica permanente da Argélia e das redes Espanhola e Italiana, foi possível fazer-se no CRAGG a localização das réplicas a partir da magnitude 2.0 e relocalizar as já localizadas por instituições como o EMSC ou o USGS. A distribuição espacial dos epicentros dessas localizações está representada na Figura 6.1. Mostra uma mancha com cerca de 70km de comprimento por 30km de largura, orientada segundo o comprimento na direcção NE-SW. Uma parte importante dos epicentros localizam-se sobre o continente, principalmente no triângulo formado por Zemmouri, Boumerdes e Thenia, mas a maioria distribui-se no mar ao longo da costa. Mais pormenores sobre esta sismicidade poderão ser encontrados em Bezzeghoud et al. (2004). A Figura 6.3 representa a projecção desses hipocentros no plano vertical transversal à linha de costa na região epicentral, mais precisamente na direcção indicada pelo perfil representado no mapa reduzido da figura. Sobre essa projecção foi representado um segmento tracejado, com inclinação de 50° na direcção candidata a ser o plano de falha.

6.2 Dados

Os dados analisados neste trabalho provêm de um conjunto de 199 registos sísmicos de banda larga (P e SH), colhidos por estações das redes IRIS e GEOSCOPE distribuídas azimutalmente a distâncias regionais e telessísmicas (30° - 90°). Para a determinação do mecanismo focal foram usados todos os dados, mediante a utilização da leitura da polaridade da primeira chegada. Para os restantes estudos (análise espectral; FTF; directividade, inversão) foi escolhido um lote com 30 dos melhores registos, obedecendo ao critério de estarem bem distribuídos azimutalmente a distâncias telessísmicas, por terem a maior parte do percurso no manto inferior, zona onde a estrutura menos é complexa (Fig. 6.4). Originalmente todos os registos estavam, em unidades de velocidade e digitalizados com um intervalo de amostragem de 0.05s. Porém, a taxa de amostragem pode ser baixada sem prejuízo da definição, uma vez que o conteúdo espectral deste tipo de dados está empobrecido das altas-frequências pelo seu longo percurso pelo interior do planeta. Dessa operação sairá beneficiado o tempo de cálculo, especialmente nas inversões que envolvem extensas matrizes. Nesse sentido os dados foram reamostrados para um intervalo de 0.1s

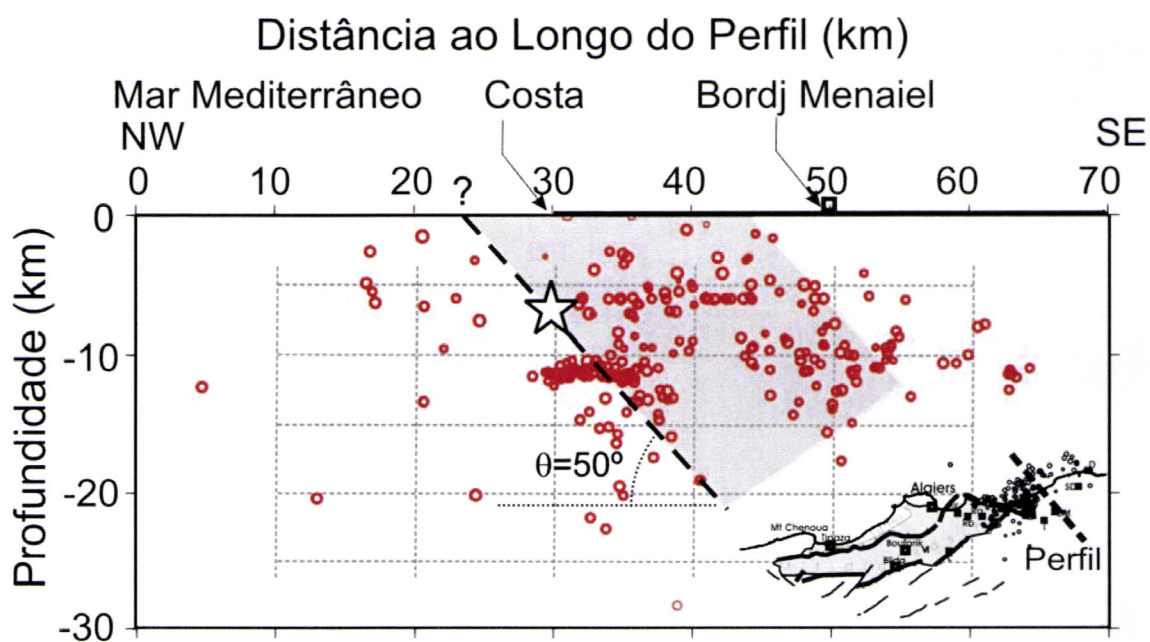


Figura 6.3: Distribuição, sobre corte vertical transversal à linha da costa na região epicentral do sismo de Zemmouri-Boumerdes de 21 de Maio, das réplicas de magnitude $M_w > 2$ registadas nos 21 dias seguintes ao choque principal. A Linha tracejada representa a direcção da falha candidata a este sismo, com inclinação de 50° na direcção SE, que passa pela posição do choque principal assinalado por uma estrela. O pequeno mapa do canto inferior direito indica a localização geográfica do perfil.

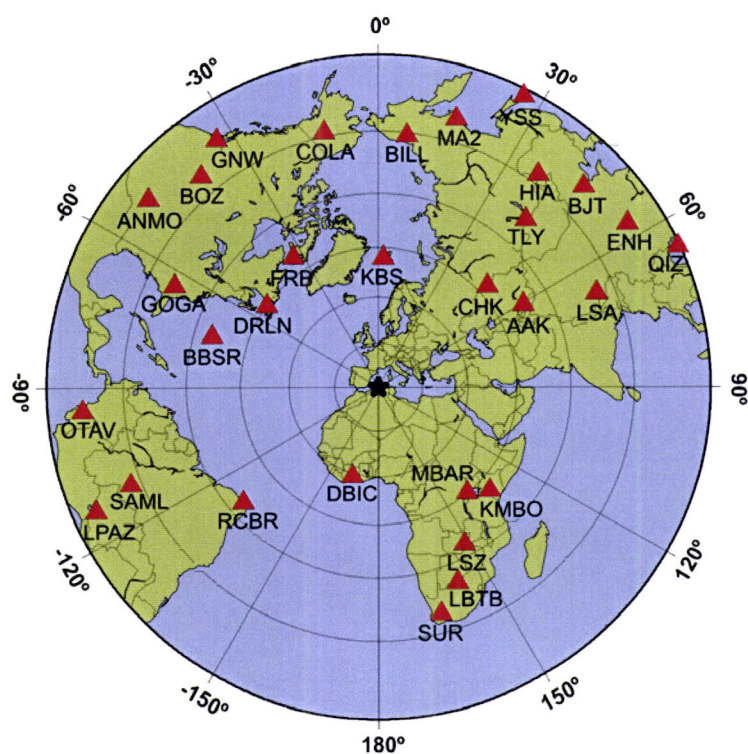


Figura 6.4: Projecção azimutal centrada no epicentro do sismo de Boumerdes-Zemmuour de 21 de Maio, com raio de 90° , representando a posição das estações sísmicas (triângulos) cujos dados foram usados neste trabalho.

Seguidamente cada registo foi convertido, por integração, em unidades de deslocamento e corrigido do instrumento por desconvolução da resposta instrumental. O processo foi acompanhado por uma filtragem de banda passante entre 0.01Hz e 2Hz. As componentes horizontais das ondas S (BHN e BHE) são rodadas para as direcções transversas e radiais, das quais a componente transversa é usada na inversão da forma de onda.

A Figura 6.5 mostra, a título de exemplo, um excerto com cerca de 13 minutos de um registo de banda larga em velocidade (componente BHZ) deste evento, feito na estação de Reguengos de Monsaraz (EREG) da rede escolar do projecto MOSIRE (Borges *et al.*, 2002). A ampliação dos 22s iniciais do registo, que contém as primeiras chegadas procedentes de toda a fonte, fornece algumas informações sobre o regime de libertação de energia deste evento, onde se destacam os três maiores episódios de libertação de momento.

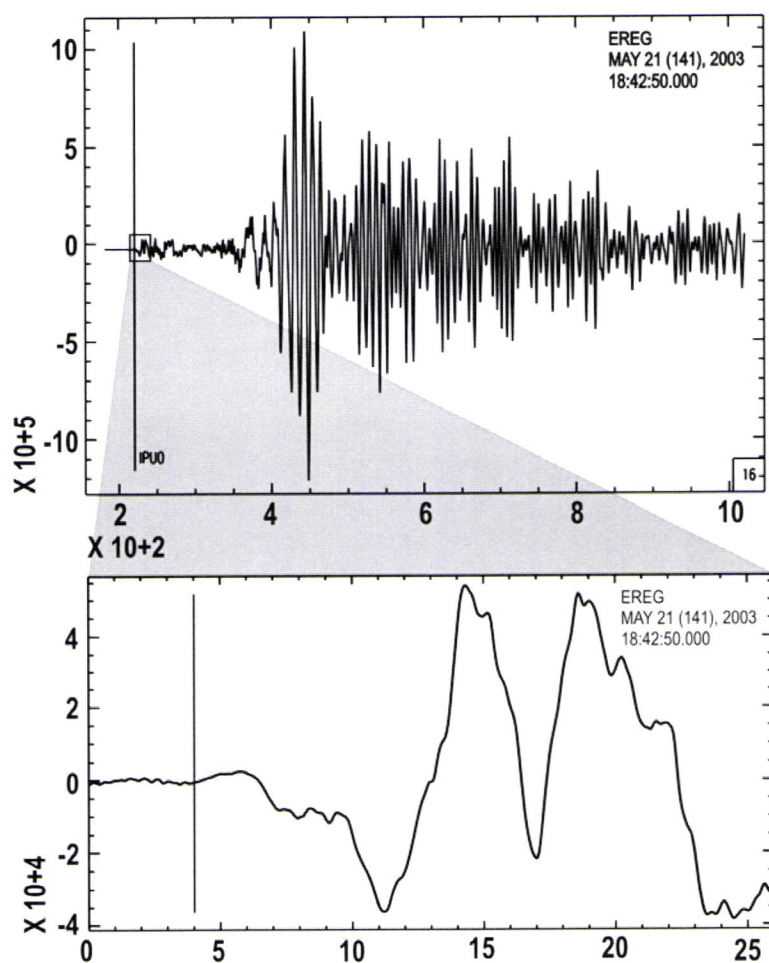


Figura 6.5: Exemplo de um registo de banda larga do sismo de Boumerdes-Zemmouri - componente vertical (BHZ) da estação de Évora da rede MOSIRE (rede escolar). A figura superior mostra cerca de 13 minutos de registo; na figura de baixo estão representados os 22 segundos iniciais correspondentes às primeiras fases P.

Para além destes dados sismológicos também constitui informação relevante as descrições da deformação co-sísmica vertical relatadas e alguns registos instrumentais de deformação horizontal divulgados por Yelles et al. (2003). Em relação às deformações verticais, foi observada uma subida entre 0.4-0.8m do continente em relação às águas do mar em diversos pontos da costa entre Argel e Dellys, sendo notada uma amplitude máxima no ancoradouro de Zemmouri. Outro registo relevante consiste na quebra dos cabos telefónicos submarinos a cerca de 45km de Bordj el Kifan. Em relação aos registos instrumentais, consistem em 9 componentes horizontais provenientes de estações de GPS instaladas a SW do epicentro (Fig. 6.21). Esta rede, embora fornecendo dados co-sísmicos importantes apresenta, para este evento uma distribuição deficiente, contudo permite inequivocamente decidir qual a inclinação do plano de falha.

Para o estudo da fonte da réplica de 27 de Maio, a mais importante, foi igualmente obtido um pacote de 45 registos telessísmicos com os quais foi determinado o mecanismo e feita a inversão da forma de onda para distribuição de sub eventos, ao qual se deu um tratamento semelhante ao usado no choque principal.

6.3 Estudos preliminares da fonte

Seguindo a metodologia de estudo de fonte proposta neste trabalho, antes de se avançar para o estudo dos pormenores da ruptura há que providenciar o conjunto de parâmetros necessários a uma boa parametrização do modelo. Nesse sentido é feita uma primeira aproximação ao estudo da fonte onde foram:

- a) determinados os parâmetros do mecanismo focal a partir das polaridades da primeira chegada;
- b) estimados a dimensão da fonte e momento sísmico libertado através de análise espectral dos sismogramas;
- c) obtida a duração da ruptura e uma descrição da sua evolução temporal por meio das funções temporais da fonte;
- c) calculadas a direcção e velocidade média da ruptura, mediante uma análise Doppler dos registos sísmicos.

6.3.1 Mecanismos focais

As soluções do plano de falha do choque principal e da principal réplica, foram obtidas pelo algoritmo MECSTA de Udias e Buforn (1988), que segue o método estatístico de Brillinger et al. (1980) descrito no § 3.2.1. Para o choque principal foram usadas as polaridades da primeira chegada, lidas em 199 registos sísmográficos de estações distribuídas azimutalmente a distâncias telessísmicas e também regionais. Para a determinação do mecanismo da réplica, devido à sua menor dimensão, apenas foi possível disponibilizar 45 formas de onda também elas bem distribuídas azimutalmente, com as quais se calculou o mecanismo. Os resultados obtidos estão representados na Figura 6.6 e correspondem, nas duas situações, a mecanismos de falha inversa orientada na direcção NE-SW e com eixos de pressão orientados na direcção NW-SE. Em ambos os casos foram produzidas convergências em boa concordância com os dados (SCORE=0.97 e SCORE=1). No caso do mecanismo do choque principal, pelo facto de haver muito mais dados, estão bem restringidos ambos os planos nodais; na situação da réplica, o plano A não está bem restringido, porém, como o plano B está muito bem restringido, mesmo que houvesse muito mais dados, a solução não seria muito diferente da obtida. Conforme foi já observado no § 6.1, este tipo de mecanismo é compatível com a tectónica da região. No caso do evento principal, e continuando a aceitar a hipótese levantada sobre a identificação da falha que terá produzido o sismo, propomos o plano nodal ($\phi=64^\circ$, $\delta=51^\circ$; $\lambda = 82^\circ$) para plano de falha escolhido. É sobre esse plano que irá incidir o nosso estudo de fonte. As soluções aqui apresentadas estão também de acordo com as divulgadas por Harvard e pelo EMSC, conforme se pode ver na Tabela 6.6

6.3.2 Análise espectral

A primeira estimativa da dimensão e momento sísmico desta fonte foi feita através de análises espectrais de ondas P (BHZ) relativas a um conjunto de 6 estações. A fim de averiguar também possíveis efeitos directivos nos espectros calculados foram escolhidos os sismogramas de estações distribuídas relativamente à ruptura, segundo duas direcções distintas: 4 na direcção da ruptura (SAML, LPAZ, LSA e AAK) e duas perpendiculares à ruptura (FRB e LSZ), (Fig. 6.4). A Tabela 6.1 apresenta o posicionamento de cada uma estação relativamente à fonte. De acordo com o

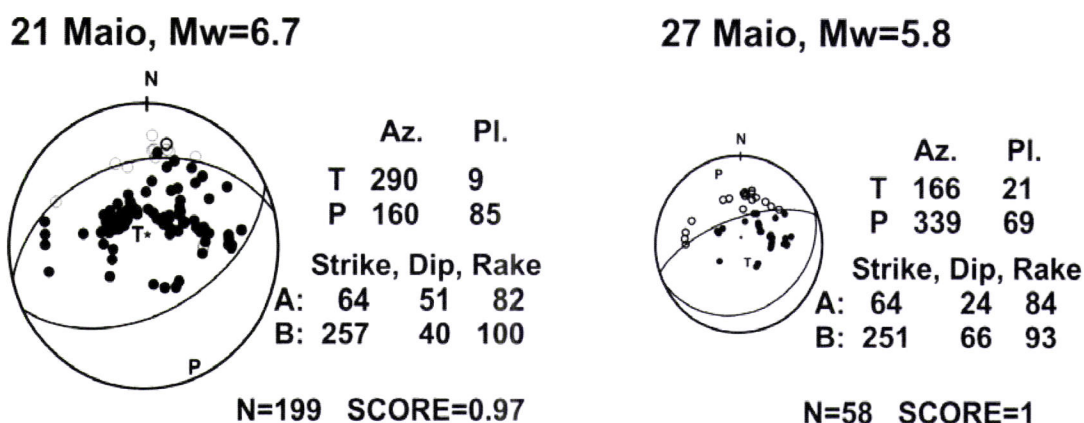


Figura 6.6: Mecanismos focais do choque principal do sismo de Boumerdes-Zemmouri de 21 de Maio de 2003 (Mw=6.7) e da réplica de 27 de Maio (Mw=5.8), ambos calculados por MECSTA, a partir de 199 e 58 polaridades, respectivamente. A representação usada consiste na projecção do hemisfério inferior da esfera focal no plano equatorial.

que foi assumido no § 3.2.2 em relação ao modelo mais conveniente a considerar em cada situação espectral, e atendendo à magnitude deste evento, o modelo que assegura melhores estimativas sobre a dimensão da fonte pela frequência de esquina é o modelo de Brune, através da relação 3.7. O momento sísmico é calculado por 3.5 a partir valor da amplitude espectral na região da baixas frequências, Ω_0 , lido nos espectros.

A Figura 6.7 apresenta o espectro de uma das duas estações usadas e que não estão sobre o efeito da directividade. Os valores da amplitude espectral foram corrigidos para unidades de momento de acordo com a equação 3.5. Os espectros das restantes estações encontram-se no Anexo C. Tanto a frequência de esquina como o momento sísmico escalar foram lidos directamente nos gráficos semi-logarítmicos de distribuição das amplitudes espectrais em unidades de momento. O momento sísmico corresponde ao valor da amplitude espectral no patamar das baixas frequências; a frequência de esquina é a frequência que corresponde à intercepção dos segmentos que traduzem a linha de tendência de cada um dos regimes espectrais. Para esta situação, em que foram calculados vários espectros, com algumas diferenças entre eles, o momento sísmico e frequência de esquina considerados correspondem à média dos valores lidos nos vários espectros que estão representados na Tabela 6.1. Essas

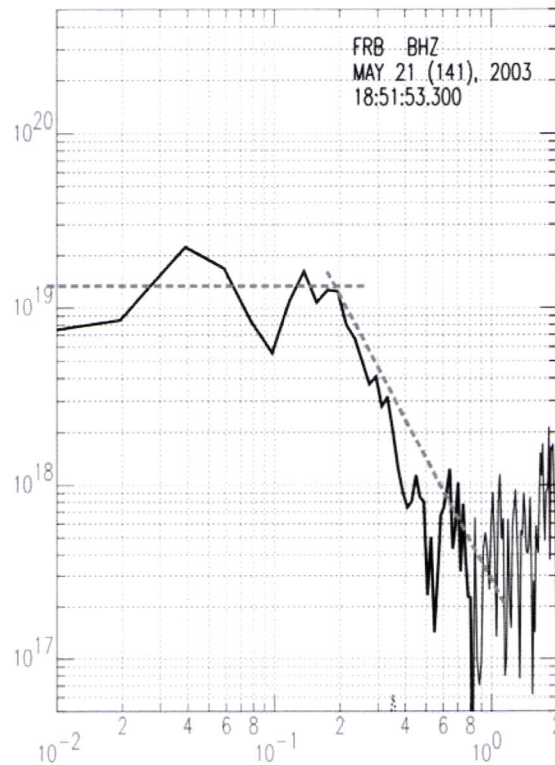


Figura 6.7: Distribuição da amplitude espectral, em unidades de momento, das ondas P (BHZ) provenientes do sismo de Boumerdes-Zemmouri relativa à estação FRB da rede Canadiana (CN).

médias são: $\bar{M}_0 = 1.38 \times 10^{19} \text{Nm}$ e $\bar{f}_c = 1.9 \times 10^{-1} \text{Hz}$. Com estes valores encontra-se uma magnitude de momento $M_w = 6.76$ e uma superfície de ruptura de 479km^2 , calculada por 3.7 considerando $\alpha = 6.3 \text{km.s}^{-1}$.

Observando as frequências de esquina do conjunto de espectros em função da posição azimutal (Tab. 6.1) verifica-se que não é possível estabelecer qualquer relação de directividade a partir daí. Os espectros relativos às duas estações não directivas (FRB e LSZ), apresentam valores de frequência de esquina iguais. Em relação às outras quatro estações posicionadas na direcção da ruptura: duas para um dos lados (SAML e LPAZ) e as outras duas para o outro lado (LSA e AAK), também não apresentam diferenças demonstrativas de uma directividade clara. Esta análise é indiciante de uma situação de ruptura bilateral. Pois, se não fosse esse o caso, atendendo à dimensão da ruptura notar-se-iam certamente diferenças entre as

Tabela 6.1: Parâmetros obtidos por análise espectral de ondas P (BHZ), relativamente ao sismo de Boumerdes-Zemmouri de 21 de Maio de 2003

Estação	Posicionamento		Parâmetros espectrais	
	Azimute ($^{\circ}$)	Distância ($^{\circ}$)	f_c (Hz) $\times 10^{-1}$	M_0 (Nm) $\times 10^{19}$
SAML	249	77	2.1	1.4
LPAZ	246	86	1.9	1.0
LSA	67	71	2.0	1.6
AAK	60	53	2.0	1.0
FRB	326	50	1.8	1.4
LSZ	151	57	1.8	1.9

frequências de esquina dos espectros de lados opostos da ruptura. No caso concreto, atendendo a que esta fonte tem um comprimento estimado entre os 40 e 50km, se a ruptura fosse unilateral, de acordo com 4.24, para as distâncias sobre análise ($p/R_0 \sim 0.05$), dever-se-iam registar diferenças de tempo de ruptura da ordem de $\Delta\tilde{T} = 5s$. De acordo com o modelo de directividade considerado no Capítulo 4, esperar-se-ia uma diferença nas frequências de esquina de uma estação directiva em relação a uma anti-directiva, de cerca de 0.15Hz. Como isto não se verifica, só nos resta considerar esta ruptura bilateral.

A estimativa da área de ruptura que se pode fazer por delimitação da distribuição de réplicas representadas na Figura 6.1 conduz a um valor da ordem de 2100km². Essa estimativa, como vem sendo hábito notar, diverge claramente por excesso dos 479km² obtidos por análise espectral. Parece-nos que estimar a área de ruptura por delimitação da região das réplicas não constitui um bom método. É um facto conhecido (e.g. Mendoza e Hartzell, 1988; Tio e Kanamori, 1996; Bezzeghoud et al. 2004) que as réplicas tendem a ocorrer sobre zonas que não romperam no evento principal, que são as zonas à volta da ruptura e não especificamente sobre a mesma.

Através dos valores de momento sísmico e área de ruptura calculados por análise espectral estimou-se ainda o valor da queda de tensão associada ao evento, usando a equação A.5, num valor de 3.1MPa.

6.3.3 Funções temporais da fonte

No sentido de conhecer a duração da ruptura e determinar a sua evolução temporal foram determinadas funções temporais relativas da fonte (FTRF) pelo método das

funções empíricas de Green descrito no § 3.2.4. No caso da Argélia, por dificuldades de se conseguirem, para um número razoável de estações, pares de sismogramas nas condições requeridas pelo método, resolvemos aplicar a técnica de desconvolução, substituindo os sismogramas observados do pequeno sismo por sismogramas sintéticos. Esses sismogramas foram calculados através do programa de modelação directa KIKDIREC de Borges (2003), considerando uma fonte elementar constituída por um impulso triangular de duração $\tau = .1s$ e com mecanismo igual ao do choque principal do sismo de 21 de Maio (Fig. 6.6). Os registos sísmicos escolhidos para calcular as FTRF provêm das 9 estações representadas na Figura 6.8. O cálculo das funções de Green segue o método de Kikuchi e Kanamori (1991), considerando o modelo de velocidades representado na Tabela 6.2. O critério de escolha dos pontos a considerar teve a ver com a cobertura azimutal e a qualidade dos registos do evento principal. A desconvolução dos sismogramas elementares dos correspondentes observados foi feita no domínio do tempo através de um método de inversa generalizada através do programa FEG_INV de Borges (2003). A Figura 6.9 mostra os sismogramas elementares obtidos para cada estação considerada, nas condições enunciadas, e os correspondentes observados do sismo de Boumerdes-Zemmouri relativos às mesmas estações. Na Figura 6.10 estão representadas FTRF obtidas para cada par de registos.

A análise do conjunto das funções temporais da fonte obtidas (Fig. 6.10) permite constatar que a fonte deste evento libertou energia a uma taxa variável durante cerca de 12-13s. É expressivo em todas as FTRF a existência de dois picos. O primeiro que acontece entre 2-4s após o início da ruptura e o segundo por volta dos 8-10s. A variação do intervalo entre os dois picos, assinalados por setas, em função do azimute da estação sugere alguma directividade entre os instantes considerados. De acordo com esses dados, o menor intervalo acontece na FTRF relativa à estação RCBR, isso sugere que deverá ser essa a direcção predominante da ruptura, que será analisada em pormenor já a seguir no estudo da directividade desta fonte.

6.3.4 Directividade

Nas últimas duas secções foram já feitas algumas conjecturas preliminares sobre a directividade deste evento, onde surgiram dois indícios aparentemente contraditórios.

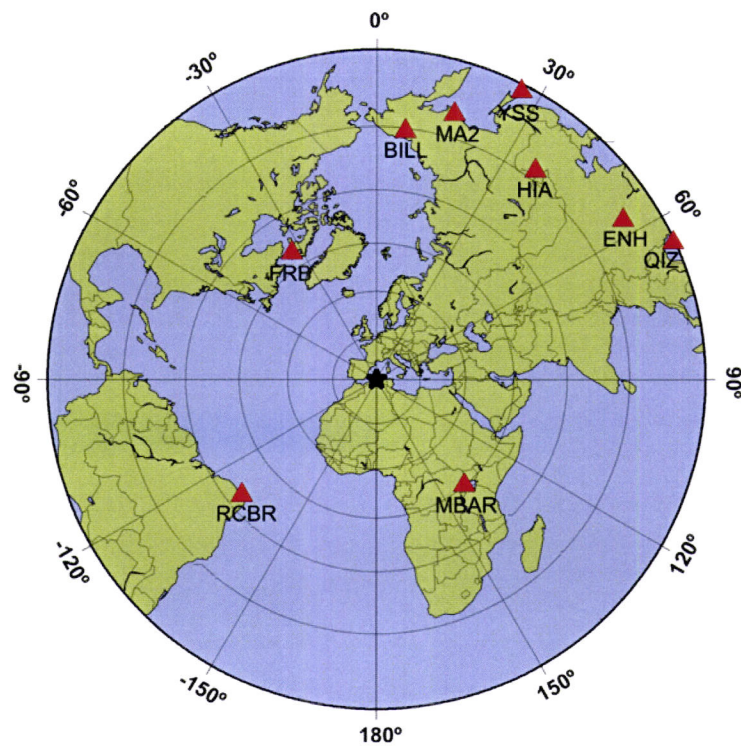


Figura 6.8: conjunto de pontos de observação usados no cálculo das FTRF

Tabela 6.2: Modelos estruturais, por camadas, considerados nas modelações da forma de onda do sismo de Zemmouri -Boumerdes e da réplica de 27 de Maio: Modelo A-para a zona do foco; Modelo B- para o percurso fora da zona do foco e da estação e Modelo C-para a zona das estações

α (km/s)	β (km/s)	$\rho \times 10^3$ (kg/m ³)	H_0 (km)
A-modelo na zona do hipocentro			
6.0	3.4	2.8	0-10
8.0	4.64	3.3	>10
B-modelo global JB			
6.57	3.36	2.65	0-15
6.5	3.74	2.87	15-33
8.1	4.68	3.3	>33
C- modelo zona estação			
6.0	3.46	2.6	>0

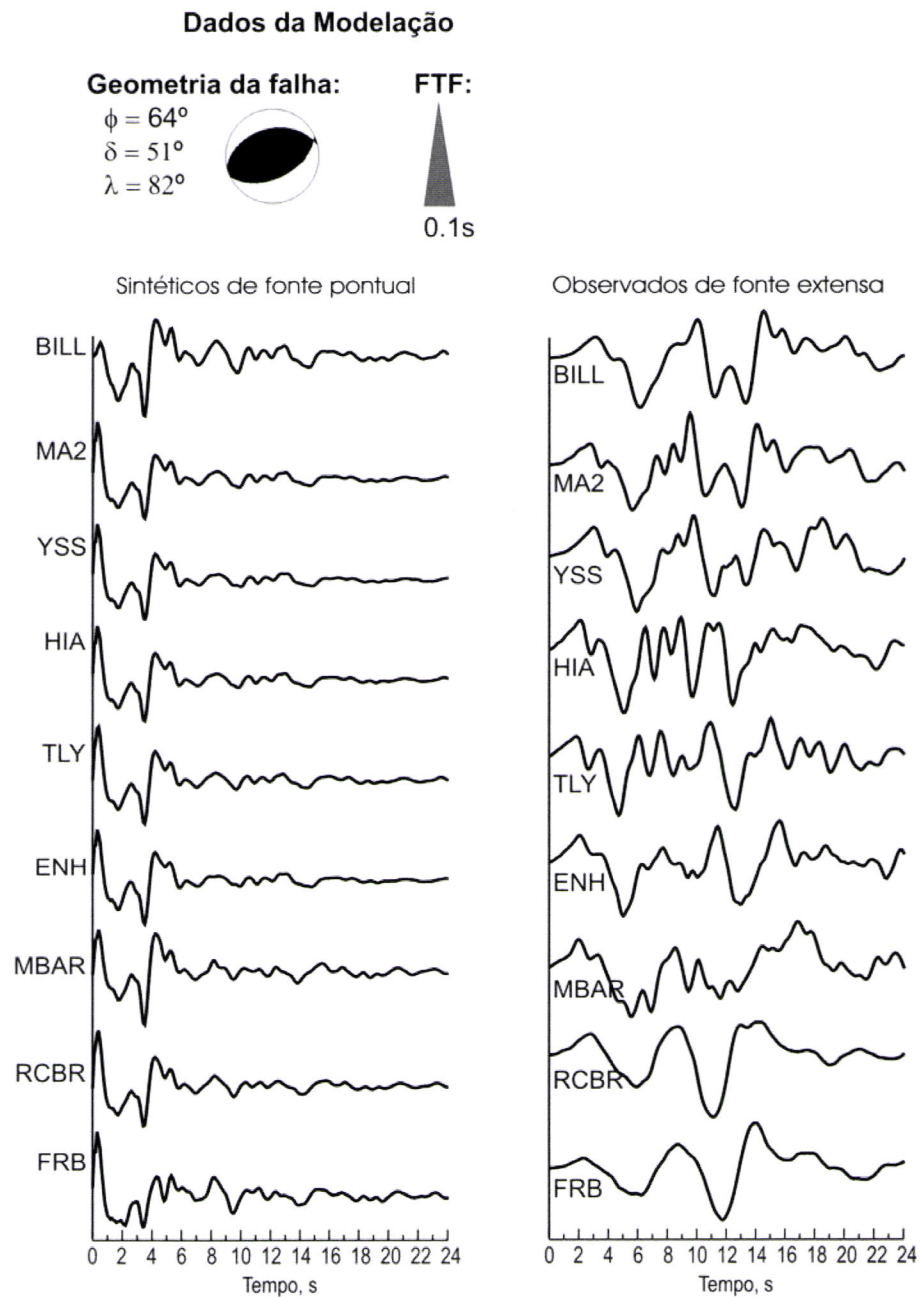


Figura 6.9: Representação dos sismogramas usados no cálculo das FTRF pelo método de desconvolução das funções empíricas de Green. Na coluna da esquerda encontram-se os sismogramas sintéticos da fonte elementar e os dados usados na sua modelação (mecanismo e FTF). Na coluna da direita os sismogramas do sismo de Zemmouri-Boumerdes, observados nas estações consideradas. Em ambos os casos, por questões de escala, a amplitudes foram normalizadas, o que não permite distinguir a proximidade dos planos nodais.

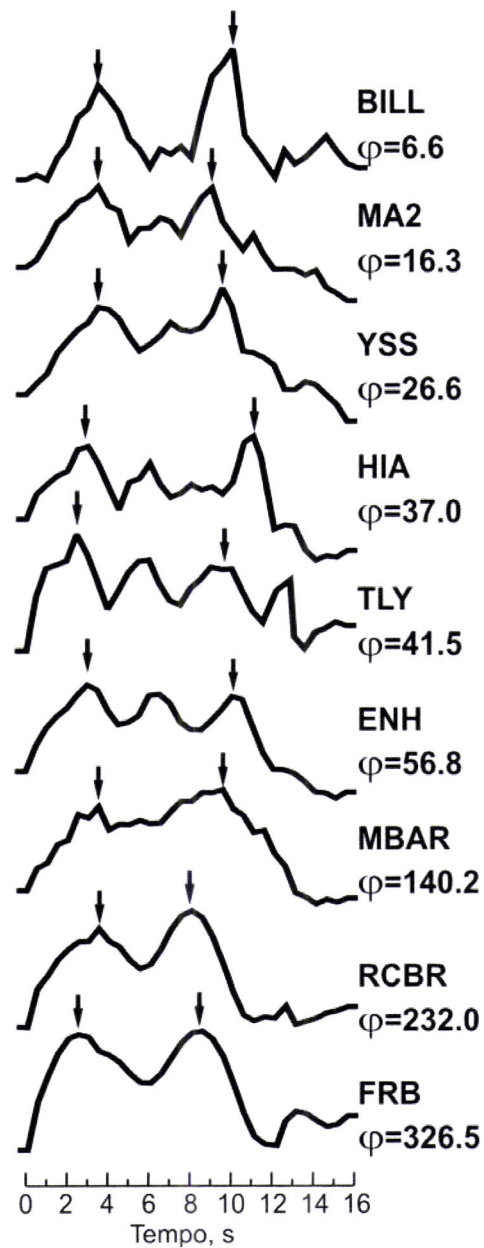


Figura 6.10: Funções temporais relativas do sismo de Zemmouri-Boumerdes, obtidas por desconvolução das funções de Green. As funções estão ordenadas segundo o azimute da estação a que correspondem, que está indicado sob o nome da respectiva estação. As setas indicam duas fases comuns facilmente identificadas cujo intervalo varia regularmente em função do azimute, apresentando o mínimo em RCBR ($\varphi = 232^\circ$).

Os resultados da análise espectral parecem fazer supor não existir directividade, ou então a ruptura ser bilateral; os resultados das funções temporais relativas da fonte avançam no sentido de uma directividade no sentido NE-SW. A análise de pormenor da directividade deste evento foi então estudada através do algoritmo DIRDOP apresentado no Capítulo 4. Para isso foram considerados os 30 registos telesísmicos representados na Figura 6.11, que foram ordenados azimutalmente. Estes registos constituem uma razoável cobertura azimutal, registando-se um espaçamento angular médio de cerca de 12° , no entanto com uma lacuna de 50° no sector a Este do epicentro. Uma observação atenta do conjunto dos sismogramas permitiu distinguir as duas fases comuns assinaladas por setas, cujos intervalos se encontram indicados à direita do respectivo registo. Essa observação revela duas regularidades na variação dos intervalos entre as fases consideradas: o primeiro intervalo, com duração entre 4 e 5 segundos, apresenta o mínimo ($\Delta\tau_1 = 4.1s$) nos registos das estações situadas entre CHK ($\varphi = 47.3^\circ$) e LSA ($\varphi = 66.9^\circ$); o segundo intervalo ($\Delta\tau_2$), que ocupa os restantes 5-8 segundos, é mínimo no sismograma da estação RCBR que se encontra no azimute ($\varphi = 229.7^\circ$), praticamente oposto ao primeiro. Estas duas regularidades dilatam os indícios de presença de uma ruptura bilateral.

Na Figura 6.12 estão representadas, para cada intervalo considerado nos sismogramas, um mapa de projecção azimutal onde foram traçadas as isolinhas que correspondem à interpolação dos valores $\Delta\tau_i$ medidos nos sismogramas das estações, também indicadas nos mapas. A seta azul representa a direcção e o sentido da ruptura calculada por DIRDOP para cada um dos intervalos considerados.

A Figura 6.13 mostra os resultados da directividade obtida por DIRDOP referente aos três intervalos considerados. O conjunto dos resultados confirma a bilateralidade prevista pela observação directa dos dados e esclarece alguns pormenores acerca da geometria espaço-temporal da ruptura. Os resultados referentes aos primeiros 5 segundos analisados por DIRDOP apontam para uma ruptura de Oeste para Este, e com uma velocidade média de 3km/s. Estes resultados são um pouco contraditórios com a distribuição de intervalos sugerida pelas isolinhas da Figura 6.12, que apresentam o máximo gradiente na direcção NE. É uma divergência indiciadora do elevado valor de incerteza calculado (55°), que se deve à lacuna existente na região do mínimo da curva, a qual não permite o bom constrangimento desse

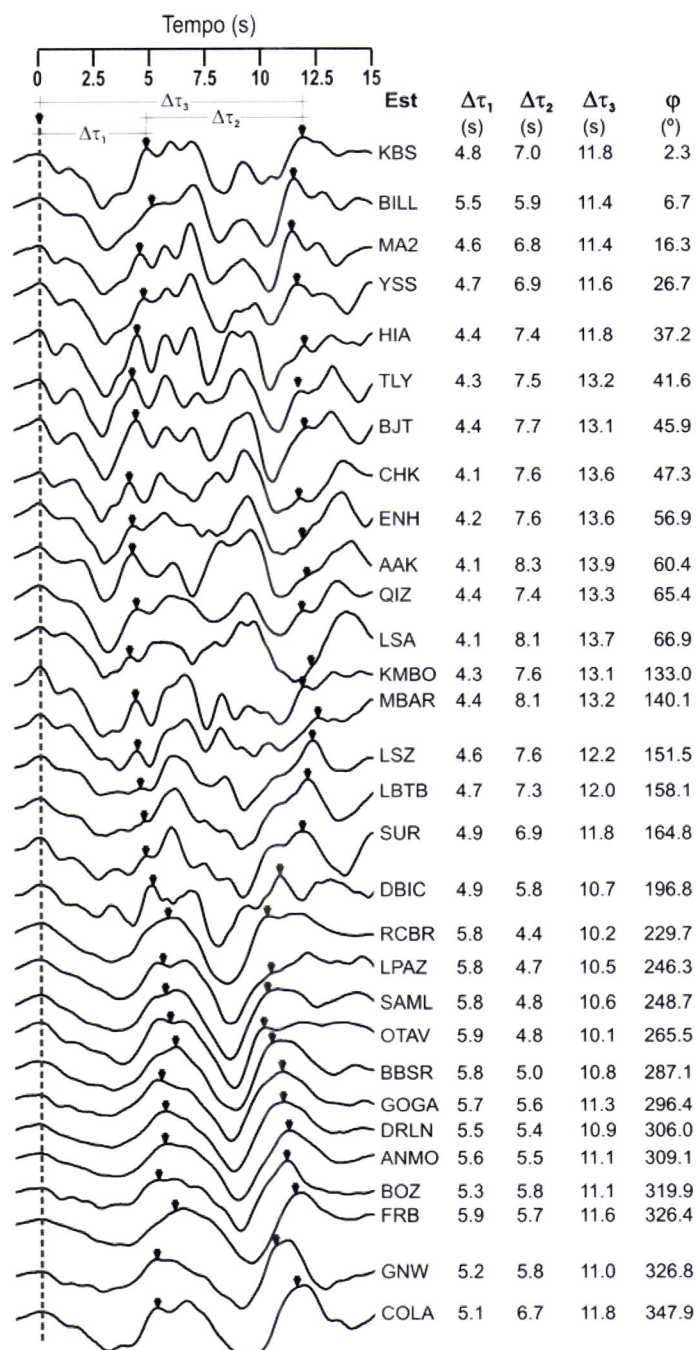


Figura 6.11: Sismogramas, ordenados azimutalmente e desconvoluídos do instrumento, usados no estudo da directividade. A linha tracejada que corta transversalmente todos os sismogramas representa a primeira fase comum escolhida; as setas indicam as restantes. À direita encontram-se indicados os intervalos ($\Delta\tau_1$, $\Delta\tau_2$ e $\Delta\tau_3$) medidos em cada sismograma e o azimute (φ) de cada estação.

mínimo. A partir dos 5 segundos a ruptura desenvolve-se preferencialmente no sentido oposto, com uma velocidade de ruptura estranhamente elevada (5.4km/s). Atribuímos este valor (quase duplo do primeiro) à falta de definição nos dados, pois, as fases consideradas nesta análise correspondam, muito provavelmente, a duas posições opostas na falha, mas alcançadas em separado. Uma alcançada com a ruptura a propagar-se numa direcção a partir do hipocentro e a outra alcançada, na propagação também a partir do hipocentro mas em sentido oposto. Ao utilizar-se só a informação destas duas posições obtém-se o elevado valor verificado. Os resultados obtidos a partir de uma fase do início da ruptura e outra do fim dá uma estimativa do sentido em que foi mais pronunciada a liberação de energia, que é o sentido correspondente à segunda parte da ruptura, a mais extensa. Atendendo ao elevado valor dos erros, não tem cabimento procurar com estes resultados o ângulo de mergulho como foi feito no caso do sismo do Peru (Cap. 5), segundo o método indicado no Capítulo 4.

Face aos resultados, as únicas conclusões que é possível obter com alguma segurança através deste método, para este sismo, é que a ruptura é bilateral, com desenvolvimento na direcção ENE-WSW e que tem uma dimensão mais pronunciada no sentido WSW do que no sentido ENE. A primeira parte da ruptura, que corresponde sensivelmente aos primeiros 5 segundos, ocorre predominantemente no sentido ENE; no tempo restante que corresponde à fase mais importante (cerca de 8 a 10 segundos), progride principalmente em sentido oposto (Figs. 6.12 e 6.13). Em relação à velocidade, admitindo, contrariamente aos resultados, que teve um valor uniforme independentemente do sentido predominante, o primeiro intervalo considerado (0-5s) é aquele que se encontra menos "contaminado" pela bilateralidade. Por isso admitimos que a velocidade aí encontrada ($v_r = 3.0\text{km/s}$) é a que melhor representa esta ruptura (Fig. 6.13).

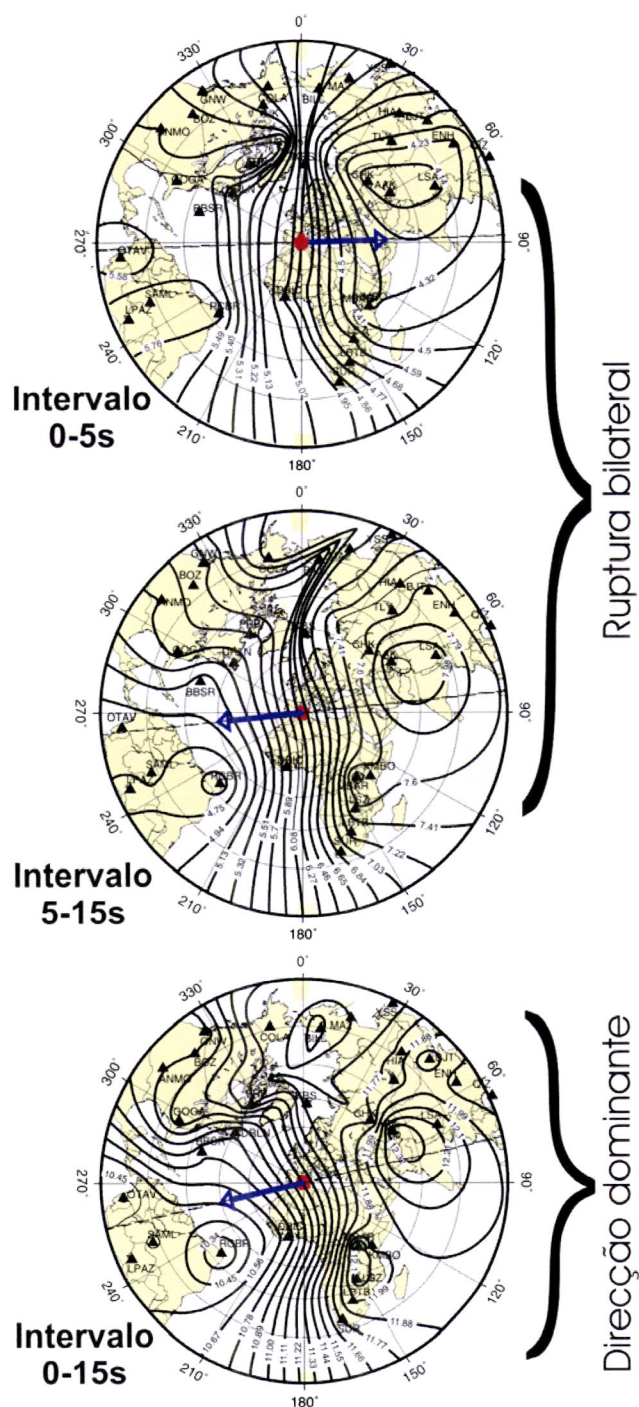


Figura 6.12: Representação das isolinhas correspondentes à interpolação dos intervalos entre fases medidos dos sismogramas da figura 6.11, sobre mapa de projecção azimutal centrado no epicentro do sismo de Zemmouri-Boumerdes. Os pontos de observação estão indicadas por triângulos e a seta azul representa a direcção da ruptura calculada com DIRDOP, para o intervalo indicado.

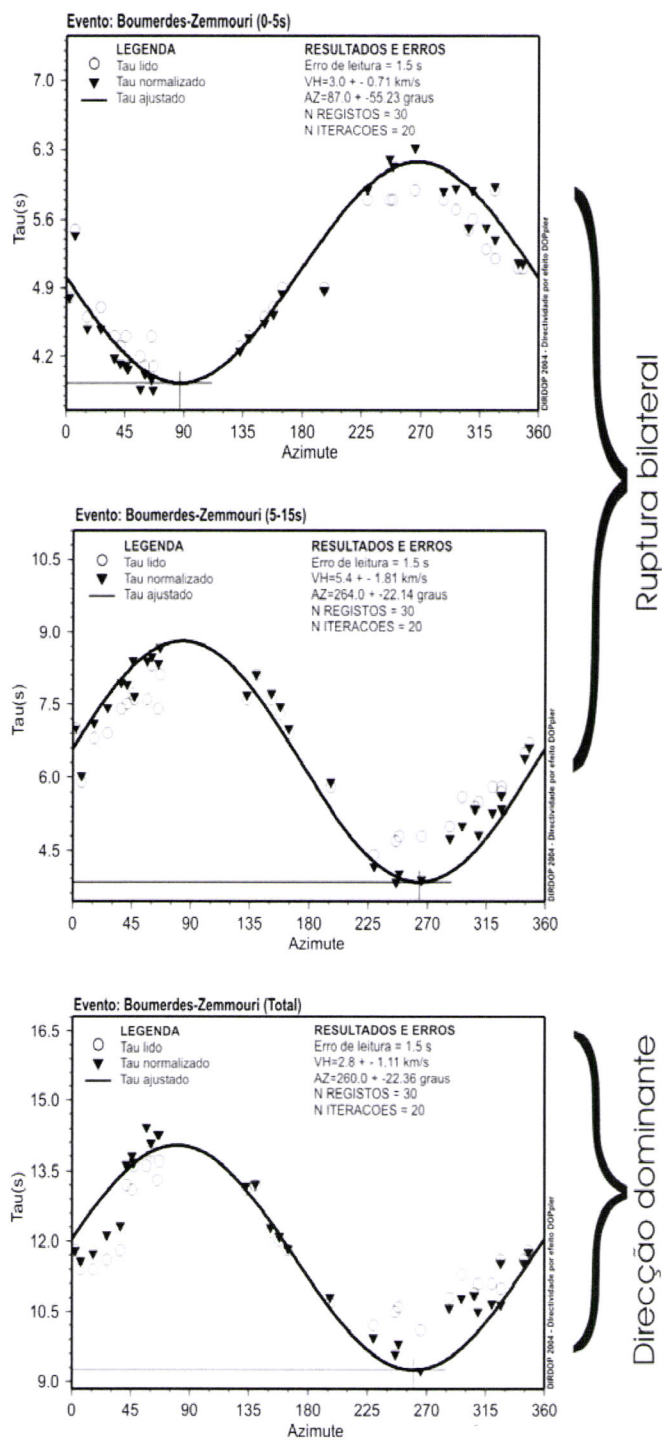


Figura 6.13: Saídas de DIRDOP referente à directividade do sismo de Zemmouri-Boumerdes (para mais pormenores ver legenda da figura 4.16).

6.4 Pormenores da ruptura por Inversão da forma de onda

6.4.1 Modelo de sub-eventos

Na primeira inversão da forma de onda para o estudo desta fonte foi considerado o modelo de sub-eventos de Kikuchi e Kanamori (1991), segundo as duas versões disponíveis: na primeira foram obtidas soluções por inversão simultânea do mecanismo e posição dos sub-eventos, segundo a descrição apresentada no § 3.2.6; na segunda inversão foi fixado o mecanismo dos sub-eventos e a inversão consiste em encontrar a posição e momento sísmico de cada sub-evento que melhor reproduzam os dados. Para tal foram utilizadas fragmentos de 25s relativos a 22 componentes verticais de ondas P e 6 SH, escolhidos em função do nível de ruído e da cobertura azimutal. Na preparação destes dados foi seguido o procedimento descrito no § 6.2.

O estudo preliminar de fonte apresentado no § 6.3 permitiu fixar a seguinte parametrização: a) dimensão da janela de inversão ($tw=25s$); b) velocidade máxima de ruptura ($v_r = 3km/s$) e c) orientação do plano de falha ($\phi = 64^\circ$; $\delta = 51^\circ$).

Após vários ensaios, foi escolhido para plano de falha um rectângulo, com 50 km de comprimento e 15km de largura. Esse rectângulo que foi orientado de acordo com os parâmetros angulares obtidos do mecanismo focal (Fig. 6.6), foi dividido numa malha com 70 sub-falhas rectangulares de 5x2.5km, cujos nós constituem as posições candidatas. Para origem do referencial, coincidente com a posição do hipocentro, foi escolhido o nó (7,4).

Para a modelação directa foram obtidas funções de Green, pelo método da matriz propagação de Haskell, segundo a descrição de Bouchon (1976), para os 8 níveis de profundidades considerados na discretização da falha. O modelo de velocidades considerado é o representado na Tabela 6.2. Os sismogramas sintéticos foram gerados por uma combinação linear dos sub-eventos de acordo com 3.16, considerando que cada sub-evento tem uma função temporal triangular com tempo característico, que depois de vários ensaios foi fixado em 2.5 s.

Após vários testes onde foram feitos variar: 1) profundidade do hipocentro, 2) número de sub-eventos e 3) dimensões do plano de falha, foi escolhida a solução com o hipocentro à profundidade de 7km e uma ruptura definida por 5 sub-eventos

todos com o mecanismo. É um mecanismo de falha inversa com planos orientados na direcção ENE-WSW ($\phi_1 = 256^\circ$, $\delta_1 = 40^\circ$, $\lambda_1 = 99^\circ$; $\phi_2 = 64^\circ$, $\delta_2 = 50^\circ$, $\lambda_2 = 83^\circ$), solução praticamente igual à obtida pelo método das polaridades. Os resultados da inversão estão representados nas Figuras 6.14 e 6.15. Os ajustes considerados são os que apresentam o melhor nível de concordância entre todos os pares de sismogramas observados e sintéticos, critério quantificado no valor da variância calculada.

A leitura do conjunto de resultados obtidos na inversão (FTF; distribuição espaço temporal e momento sísmico escalar dos sub-eventos), representados na Figura 6.14 e resumidos na Tabela 6.3, permite explicar, no essencial, a ruptura através de uma sequência de cinco sub-eventos. A função temporal da fonte aponta para um regime de libertação do momento sísmico caracterizado por dois episódios principais: o primeiro, assinalado por um A na FTF da Figura 6.14, acontece durante os ~ 5 segundos iniciais e tem um pico por volta dos 3s; o segundo episódio, assinalado por B, mais longo (~ 7 s) e também mais energético, tem um pico por volta dos 9s. A distribuição dos sub-eventos mostra que a ruptura tem a sua zona de nucleação na região do hipocentro, onde se expande em todas as direcções durante os primeiros cerca de 4 segundos que correspondem aos sub-eventos 1, 2 e 3. Durante esse período estima-se que a ruptura vá ocupar uma área circular com cerca de 8km de raio. A partir daí progride, bilateralmente na direcção NE-SW. Primeiro avança predominantemente para NE, atingindo regiões superficiais da falha a cerca de 15km do hipocentro, onde se verifica o 4º sub-evento com início no instante $t=5.1$ s. O último período da ruptura com uma duração de aproximadamente 6s acontece essencialmente nas zonas mais superficiais da metade SW do plano de falha considerado. Esta parte da ruptura é explicada exclusivamente pelo sub-evento 5, o mais vigoroso, que concentra praticamente metade do momento sísmico total libertado.

Esta descrição da ruptura coincide com o conjunto de resultados obtidos por aplicação do método das FEG (§6.3.3) e análise da directividade por DIRDOP (§6.3.4).

Réplica de 27 de Maio. Para a principal réplica, a de 27 de Maio foi também feita a inversão da forma de onda pela mesma metodologia aplicada no choque principal. Para isso foram utilizados 20 registos de ondas P (componente vertical). Foram ensaiadas várias parametrizações, fixando a orientação do plano de falha e a

Boumerdes-Zemmouri (21/05/2003)

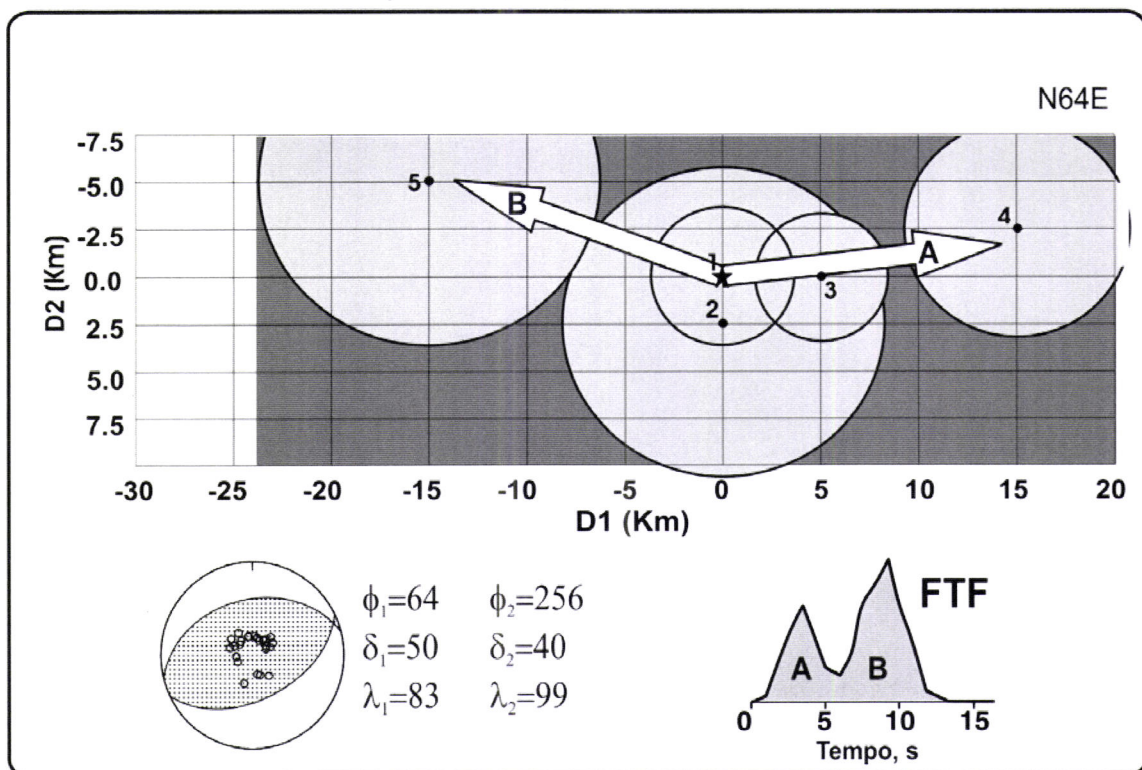


Figura 6.14: Distribuição dos sub-eventos obtidos na inversão das ondas de volume, sobre grelha que representa o plano de falha. Os eixos D1 e D2 tem origem no hipocentro e orientam-se, respectivamente, ao longo da direcção do azimute da falha e da inclinação. Cada sub-evento é representado por um círculo com área proporcional ao momento sísmico. Os números associados a cada sub-evento correspondem à sequência temporal do sub-evento. As setas A e B indicam uma estimativa das direcções da ruptura nos dois intervalos assinalados na FTF..

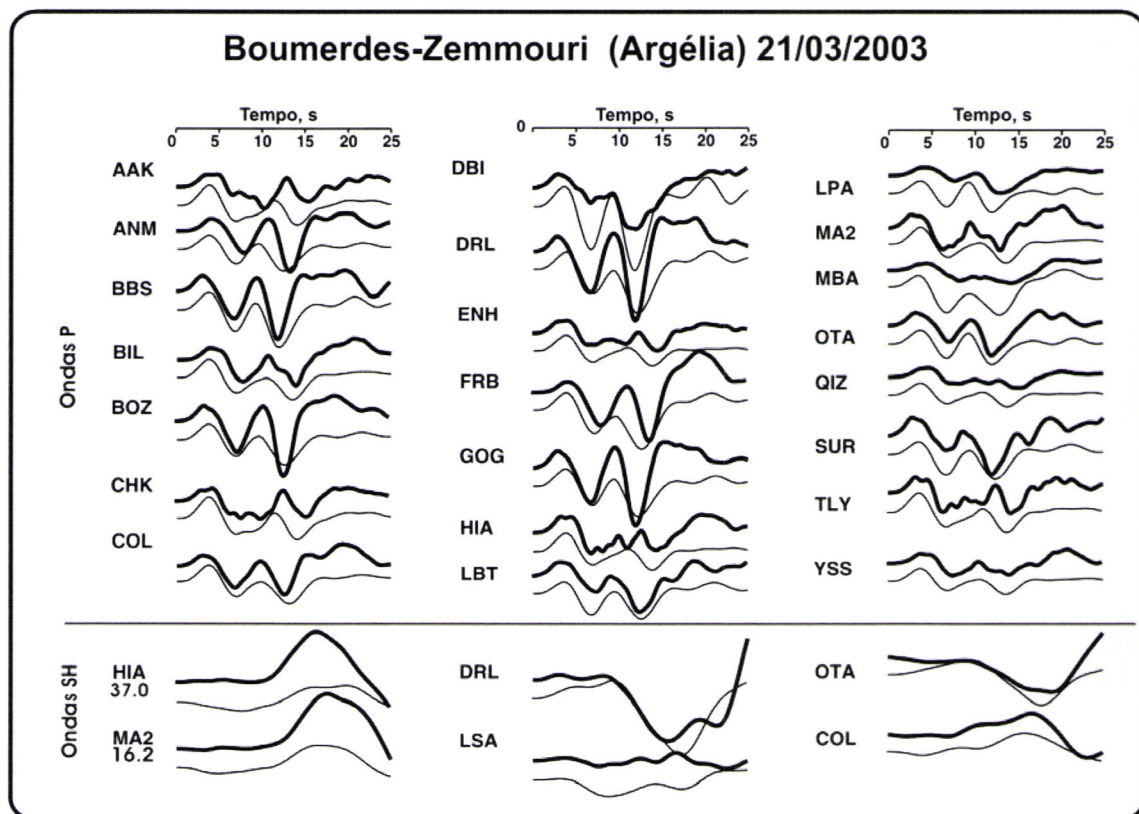


Figura 6.15: Inversão de ondas de volume do choque principal (21/03/2003, $M_w=6.8$). Comparação dos pares de sismogramas observados (traço grosso) e os correspondentes sismogramas sintéticos (traço fino), obtidos com a solução encontrada na inversão.

Tabela 6.3: Parâmetros da sucessão de sub-eventos obtidos da inversão das ondas de volume segundo o método de Kikuchi e Kanamori (1991), que esboçam a caracterização espaço-temporal da ruptura do sismo de Zemmouri-Boumerdes; as estimativas da área de de ruptura de cada sub-evento, considerada circular, foram obtidas, com base no valor da queda de tensão calculada com os dados da análise espectral (3.1MPa)

Subevento	t₀ (s)	D₁ (km)	D₂ (km)	M₀ (Nm)	S (km ²)	r (km)
1	0.0	0.0	0.0	0.35×10^{18}	40.7	3.6
2	0.7	0.0	2.5	3.94×10^{18}	204.4	8.1
3	3.5	5.0	0.0	0.30×10^{18}	36.7	3.4
4	5.1	15.0	-2.5	1.58×10^{18}	111.1	5.9
5	6.6	-15.0	-5.0	5.57×10^{18}	257.5	9.0
total	–	–	–	1.17×10^{19}		

velocidade de ruptura e feito variar a profundidade do hipocentro, número e tempo característico dos sub-eventos. O resultado que produziu os melhores ajustes está representado na Figura 6.16 e os ajustes podem ser consultados na Figura 6.17, onde se constata o bom nível de concordância obtido. Corresponde a uma solução definida por três sub-eventos distribuídos sobre um plano rectangular inclinado na direcção SSE, com mecanismo de falha inversa ($\phi = 63^\circ$, $\delta = 23^\circ$, $\lambda = 83^\circ$), semelhante à solução obtida pelo método das polaridades da primeira chegada (Fig. 6.6). Dos três sub-eventos, o primeiro que ocorre no hipocentro à profundidade de 4km é responsável por praticamente todo o momento sísmico libertado (90%). A FTF apresenta uma duração de 10s, porém a libertação de praticamente toda a energia ocorreu nos primeiros 4s, sendo esse o tempo de ruptura considerado. Nesse sentido os últimos dois sub-eventos não são considerados como fazendo parte da ruptura. Muito provavelmente devem-se a ruídos nos registos. Admitindo que a velocidade de ruptura máxima foi de 3km/s; esta ruptura pode ter um comprimento máximo de 12km. No entanto, a distribuição dos sub-eventos sobre o plano de falha apresenta uma separação máxima de 6km (Fig. 6.16)

6.4.2 Distribuição de deslizamentos

Para o conhecimento mais detalhado do processo de ruptura foi também feita a inversão da forma de onda para a distribuição de deslizamentos, mediante o método

Réplica de 27/05/2003

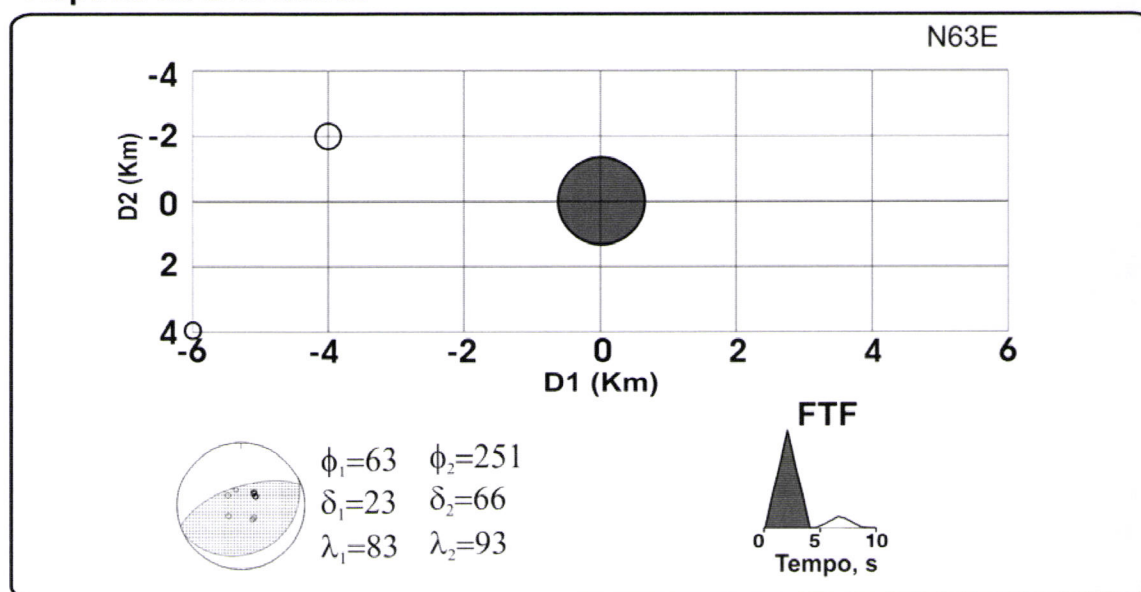


Figura 6.16: Distribuição dos 3 sub-eventos obtidos na inversão das ondas de volume, sobre grelha que representa o plano de falha. Os eixos D1 e D2 tem origem no hipocentro e orientam-se, respectivamente, ao longo da direcção do azimute da falha e da inclinação. Cada sub-evento é representado por um círculo, sendo o considerado o cinzento. A FTF considerada é a parte assinalada a cinzento.

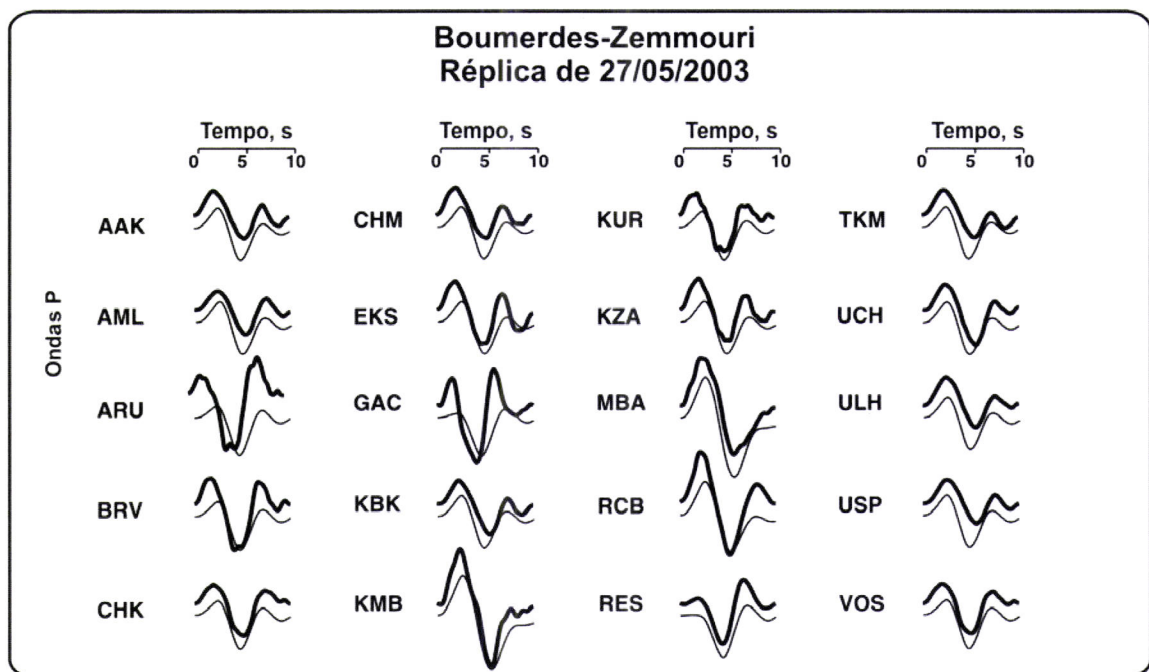


Figura 6.17: Inversão de ondas de volume da réplica principal. Comparação dos pares de sismogramas observados (traço grosso) e os correspondentes sismogramas sintéticos (traço fino), obtidos com a solução encontrada na inversão, representada na figura 6.16.

descrito no § 3.2.7. A esta inversão foram aplicadas as 28 componentes P e SH usadas na inversão segundo o modelo de sub-eventos de Kikuchi e Kanamori (1991), preparadas de acordo com o procedimento descrito no § 6.2. O conhecimento pré-existente da fonte sísmica, resultado dos estudos atrás apresentados, conduziu a que se considerasse um plano de falha com 50 km de comprimento por 16km de largura, orientado na direcção do comprimento segundo o azimute $\phi = 64^\circ$ e inclinado de $\delta = 50^\circ$ para SE na direcção da largura. Sobre este plano foi definida uma malha quadrada com passo de 2km que referencia as 234 (26×9) sub-falhas consideradas. A origem deste referencial é o nó (16,6) que foi feito coincidir com o hipocentro, situado à profundidade de 7km (Fig. 6.18).

A modelação directa é feita via aproximação discreta à forma integral do teorema da representação (Eq. 2.2), mediante o modelo de janelas múltiplas descrito no § 3.2.5. Foram usadas 4 janelas definidas por funções temporais (FTF) triangulares com tempo característico de 0.4s e parcialmente sobrepostas para garantir alguma suavização no efeito de propagação da ruptura no interior das sub-falhas. As funções de Green correspondentes à situação foram obtidas mediante o método de Kikuchi e Kanamori (1991), considerando uma estrutura entre a fonte e a estação expressa pelos modelos de velocidade representados na Tabela 6.2. A velocidade de ruptura máxima foi fixada em 3.0km/s, que foi o valor estimado através do programa DIRDOP.

À inversão foram introduzidos constrangimentos de positividade e suavização entre sub-falhas contíguas segundo o método descrito no § 3.2.7, sendo escolhido para o efeito um valor $\beta_0 = 0.5$. Os resultados da inversão estão representados nas Figuras 6.18, 6.19 e 6.20. A Figura 6.18 representa a distribuição espacial dos deslizamentos sobre o plano de falha. As setas sobre os nós desta rede indicam a direcção e sentido do deslizamento médio encontrado sobre a sub-falha correspondente, pressupondo uma constante de rigidez $\mu = 3.3 \times 10^{10}$ Pa. A função temporal da fonte também representada nesta figura é muito semelhante às soluções encontradas pelos outros métodos apresentados (§ 6.3.3 e § 6.4.1). Esta distribuição de deslizamentos deixa distinguir duas manchas principais. A primeira ocupa uma área à volta de 26×12 km² que envolve a região do hipocentro com desenvolvimento para NE; apresenta deslizamentos médios da ordem de 80cm, com duas sub-regiões envolventes do hipocentro com deslizamentos de maior amplitude (1.1 a 1.7m) e uma terceira sub-região no NE

mais profundo com deslizamentos entre 1m e 1.30m. A outra mancha, de menores dimensões ($\sim 12 \times 12 \text{ km}^2$), desenvolve-se nas nas regiões SW do hipocentro, a cerca de 25 km deste. É sobre esta mancha, que apresenta um deslizamento médio da ordem de 1.5m, que surgem, na parte superficial, os maiores deslizamentos verificados em toda a ruptura (4.89m). Em relação à direcção dos deslizamentos sobre o plano de falha, nota-se uma tendência sobre toda a extensão da falha: os deslizamentos produzidos nas partes mais profundas tendem a estar orientados segundo direcções $\lambda < 90^\circ$, enquanto nas zonas mais superficiais a direcção está rodada para SE, o que equivale a $\lambda > 90^\circ$.

Representação espaço temporal por meio de fotogramas

A par da distribuição espacial de deslizamentos, os resultados obtidos de MOM3 permitem acompanhar a evolução temporal de deslizamento, sendo, para o efeito, produzidas saídas com o valor da libertação do momento sísmico de cada ponto da rede e em cada janela temporal considerada na inversão. Com essas saídas podem ser produzidas representações pictóricas como as da Figura 6.19, ou mesmo animações (como as incluídas no CD Anexo) que ajudam a compreender a evolução espaço-temporal da ruptura. A Figura 6.19 mostra a evolução desta ruptura através de um conjunto de 15 fotogramas produzidos a intervalos regulares de 0.8s pelo programa "Fotogramas" apresentado no Apêndice F. Cada fotograma representa através de um código de cores a distribuição dos deslizamentos sobre todo o plano de falha durante o intervalo que lhe corresponde. O último fotograma representa a situação correspondente à soma dos deslizamentos de todos os pontos considerados, que, no fundo é a situação representada na Figura 6.18. A observação dos fotogramas permite, fazer uma descrição da ruptura muito semelhante à apresentada para a distribuição de sub-eventos (6.4.1), contudo com mais pormenor. A ruptura tem a sua fase de nucleação seguida por uma propagação radial que ocupa os primeiros 3s. A partir daí propaga-se bilateralmente. Primeiro com maior intensidade para NE até ao 7º segundo. A seguir, a ruptura que entretanto se havia propagado tenuemente para SW onde esteve praticamente extinta por volta do 5º segundo, intensifica-se em direcção à superfície, enquanto que o ramo NE se extingue. Esta ruptura para SW apresenta a sua máxima intensidade entre o 8º e 10º segundos e a partir daí entra em fase de abrandamento, acabando por se extinguir na superfície 3-4 segundos mais

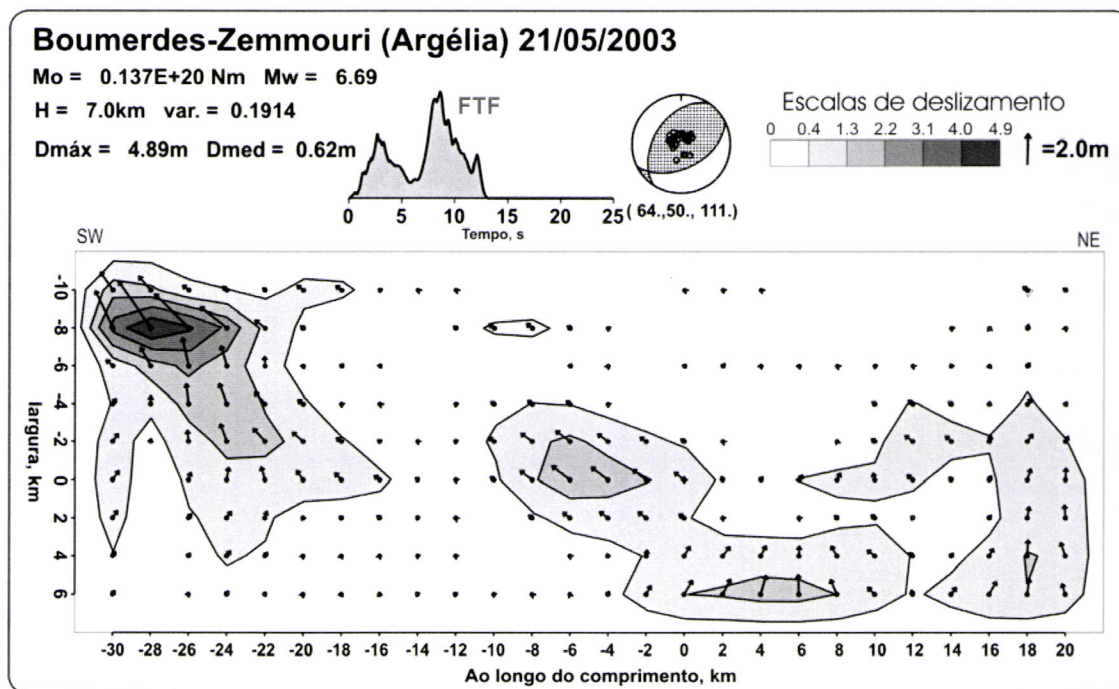


Figura 6.18: Distribuição de deslizamentos sobre o plano de falha. As setas representam a direcção e sentido do deslizamento (D) em cada nó da malha considerada; o comprimento da seta é proporcional ao valor do deslizamento, segundo o factor de escala representado; as posições em que o deslizamento foi nulo não têm os nós representados. O tom cinzento das isolinhas é proporcional ao valor do momento sísmico libertado. Estão também representados o mecanismo médio que corresponde à distribuição considerada e a Função temporal da fonte obtida.

tarde.

6.5 Deformação co-sísmica

Dados observacionais relativos a medições do nível médio da água do mar após o sismo de 21 de Maio revelam uma deformação positiva (subida da superfície do continente) entre 50-80cm em quase toda a linha de costa entre Argel e Dellys, com valores máximos no ancoradouro da baía de Zemmouri (Bezzeghoud *et al.*, 2004). Para além desta informação são conhecidos os registos de deformação co-sísmica horizontal que foram calculados por Yelles *et al.*, 2004 a partir dos dados de 9

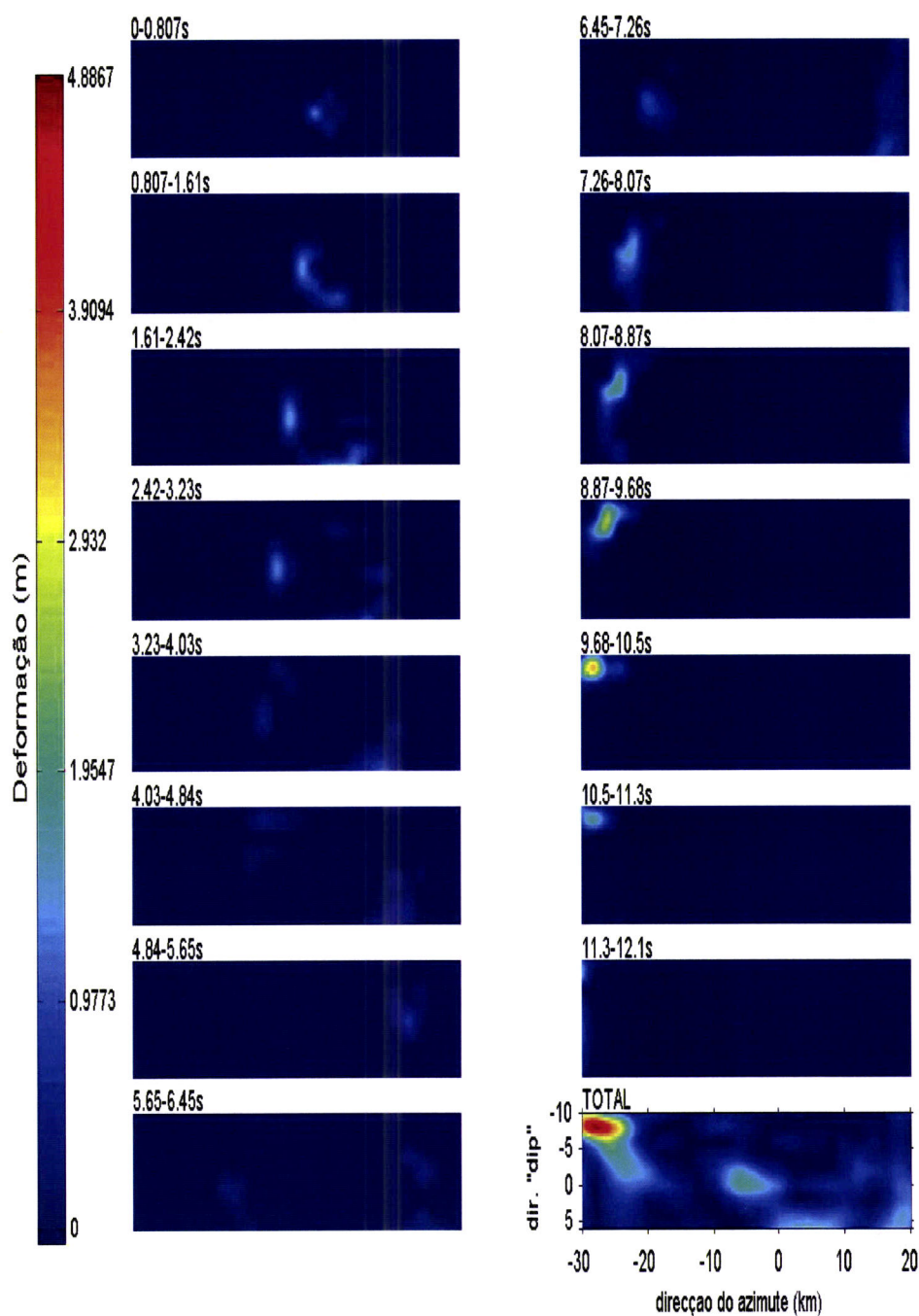


Figura 6.19: Evolução espaço-temporal do módulo do deslizamento (\propto momento sísmico) sobre o plano de falha. Cada fotograma representa o deslizamento, de cada ponto do plano de falha num intervalo de ~ 0.8 s. O último fotograma (TOTAL) representa o deslizamento acumulado sobre todas as janelas.

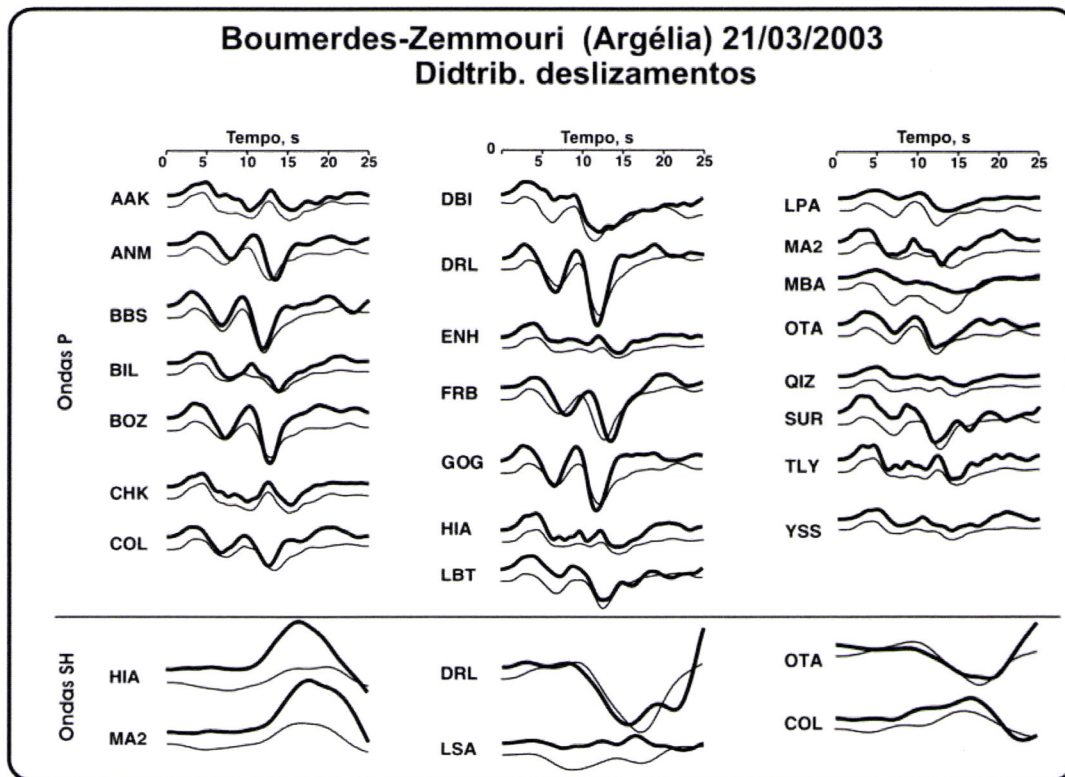


Figura 6.20: Inversão de ondas de volume do choque principal (21/03/2003, $M_w=6.8$). Comparação dos pares de sismogramas observados (traço grosso) e os correspondentes sismogramas sintéticos (traço fino), obtidos com a solução encontrada na inversão segundo o método de distribuição de deslizamentos.

Tabela 6.4: Deformação co-sísmica registada nas estações GPS próximas do epicentro do sismo de Boumerdes de 21 de Maio de 2003 (Tabela adaptada de Yelles et al., 2004) e correspondente deformação calculada a partir do modelo de distribuição de deslizamentos obtido.

ESTAÇÃO	Posição		Def. medida (cm)		Def. modelada (cm)	
	LONG	LAT.	dE	dN	dE	dN
ZEMB	3.56	36.80	2.40	9.09	-6.51	8.94
BOUM	3.46	36.75	-12.60	-8.82	-14.09	-6.60
BOUB	3.40	37.77	-23.19	-7.26	-22.35	-10.22
BOUD	3.40	36.73	-17.18	-10.50	-12.76	-11.51
REGA	3.34	36.74	-11.50	-5.16	-7.21	-5.66
ATAY	3.28	36.79	-2.51	-1.81	-3.22	-0.15
ROBA	3.28	36.73	-8.88	-2.48	-5.50	-4.31

estações GPS instaladas a cerca de 25km a SW do epicentro (Fig. 6.21 e Tab. 6.4).

Para avaliar o modelo de distribuição de deslizamentos obtido face a todas estas observações geodésicas foi ensaiada a modelação da deformação co-sísmica horizontal e vertical a partir de um modelo de fonte estabelecido com base nos resultados da distribuição de deslizamentos obtida no § 6.4.2. Para isso usou-se o programa EDCMP de Wang et al. (2003) apresentado no § 3.2.8, considerando uma estrutura homogénea e um modelo de fonte formado pelos três blocos rectangulares representados na Figura 6.21. Cada bloco corresponde a uma falha que desliza com a direcção e amplitude da média ponderada das sub-falhas que lhe correspondem na distribuição de deslizamentos da Figura 6.18. A caracterização dos blocos é formalizada por 9 parâmetros relativos a: deslizamento (D); posição origem no plano (X_0 , Y_0 e Z_0); parâmetros geométricos do bloco (L =comprimento, W =largura, ϕ =azimute, δ =inclinação, λ =ângulo de deslizamento). No caso de Zemmouri-Boumerdes, os valores para esses parâmetros estão indicados na Tabela 6.5.

A Figura 6.21 e a Tabela 6.4 representam a comparação entre os valores de deformação registados nas estações de GPS e a melhor modelação dessa deformação que foi possível obter com o modelo de fonte representado na Tabela 6.5. Este ajuste foi obtido mediante vários ensaios onde foi feito variar a posição epicentral, sendo a representada pela estrela vermelha na Figura 6.21 a que produziu o melhor resultado. A localização assim obtida, embora afastada da posição divulgada previamente por instituições como o CRAAG, USGS ou EMSC, representadas na Figura

Tabela 6.5: parâmetros da fonte usados na modelação da deformação co-sísmica do evento de Boumerdes-Zemmouri (Argélia) de 21 de Maio de 2003 representada nas figuras 6.21, 6.22 e 6.23

Bloco	D (m)	X₀ (km)	Y₀ (km)	Z₀ (km)	L (km)	W (km)	φ (°)	δ (°)	λ (°)
1	1.6	-7.3	-29.7	0.2	11	9	64	50	120
2	0.63	-13.1	-26.9	7.0	11	7	64	50	73
3	0.78	-1.2	-8.3	3.9	29	10	64	50	105

6.1, segue a tendência verificada nas realocações das réplicas após a introdução de dados da rede portátil instalada e de dados de outras redes, que se caracteriza por desvios sistemáticos na direcção do Continente (Bezzeghoud et al., 2004). Esta localização coincide com a realocação obtida por Ayadi et al., 2004, (LAT=36.83; LONG=3.65), junto à aldeia costeira de Zemmouri el Bahri. As direcções da deformação co-sísmicas registadas no conjunto de estações GPS confirma definitivamente a tese da inclinação do plano de falha proposto. Pois se o plano de falha onde se produziu o evento fosse o complementar do escolhido as deformações nunca poderiam ter as orientações observadas. Como diferenças mais significativas entre as deformações observadas e modeladas neste trabalho registam-se as da estação das proximidades de Zemmouri (ZEMB) que prevê uma deformação com cerca de 9cm na direcção NNE e é modelada uma componente horizontal sensivelmente com a mesma amplitude porém com direcção bastante afastada (NNW); outra estação com diferenças na direcção é a estação (ATAY) que regista uma pequena deformação (~3cm) no sentido SW e foi modelada uma deformação equivalente mas dirigida para Sul..

As Figuras 6.22 e 6.23 representam a modelação dos campos de deformação co-sísmica horizontal e vertical calculados a partir do modelo usado na modelação co-sísmica. Sobre esta última figura foi ainda representada a deformação vertical ao longo do perfil AB indicado.

6.6 Discussão e Conclusões

O sismo de Zemmouri-Boumerdes de 21 de Maio de 3003, tem a sua origem muito provável num troço submarino correspondente ao prolongamento de uma das falhas

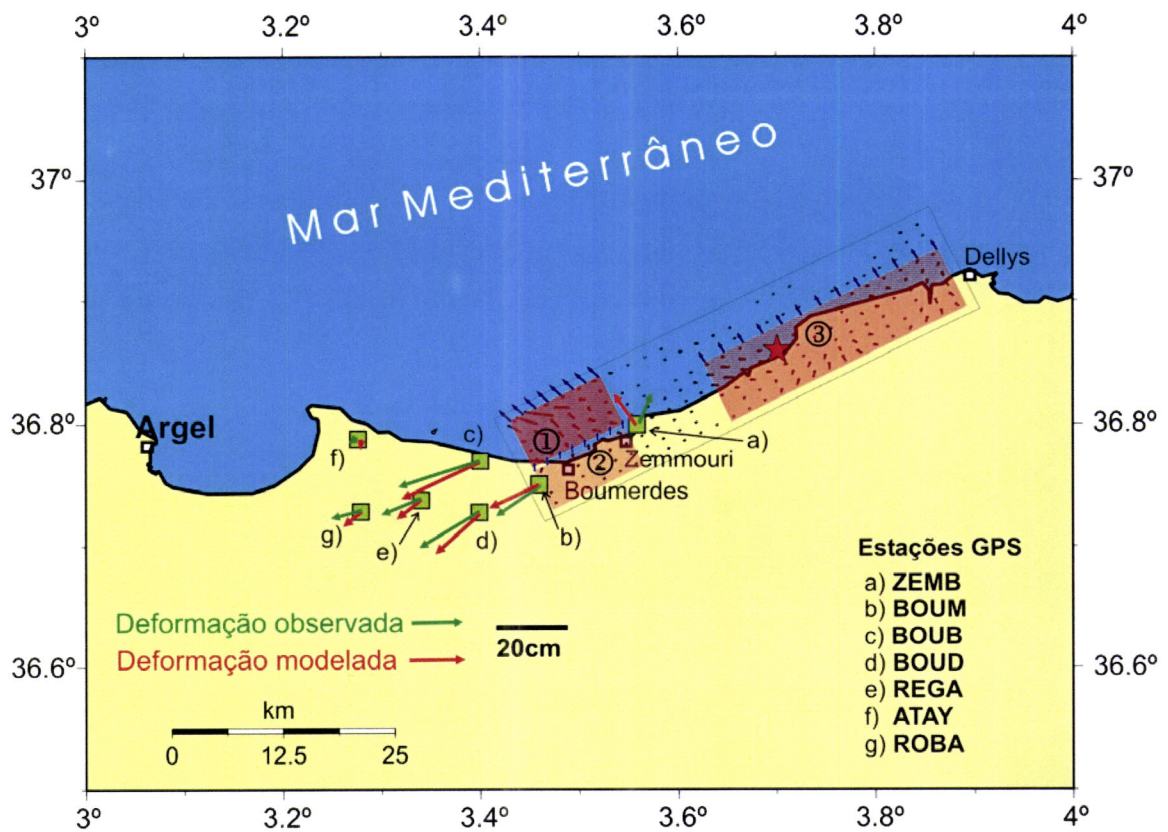


Figura 6.21: Representação do modelo de três blocos deslizantes usado na modelação da deformação horizontal e vertical na região da fonte. As setas verdes representam a deformação horizontal medida em cada estação assinalada por um triângulo invertido; a seta encarnada representa a deformação horizontal modelada.

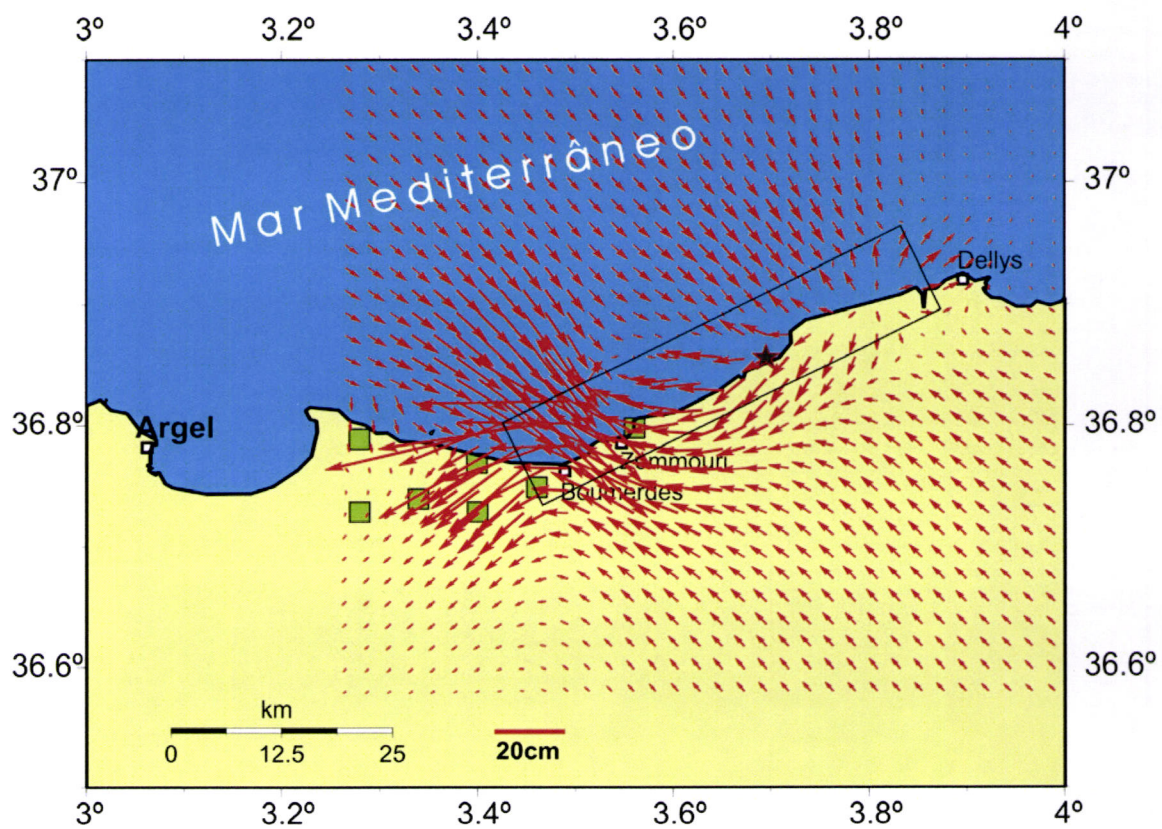


Figura 6.22: Campo de deformação horizontal produzido com base no modelo descrito na figura 6.21 e tabela 6.5

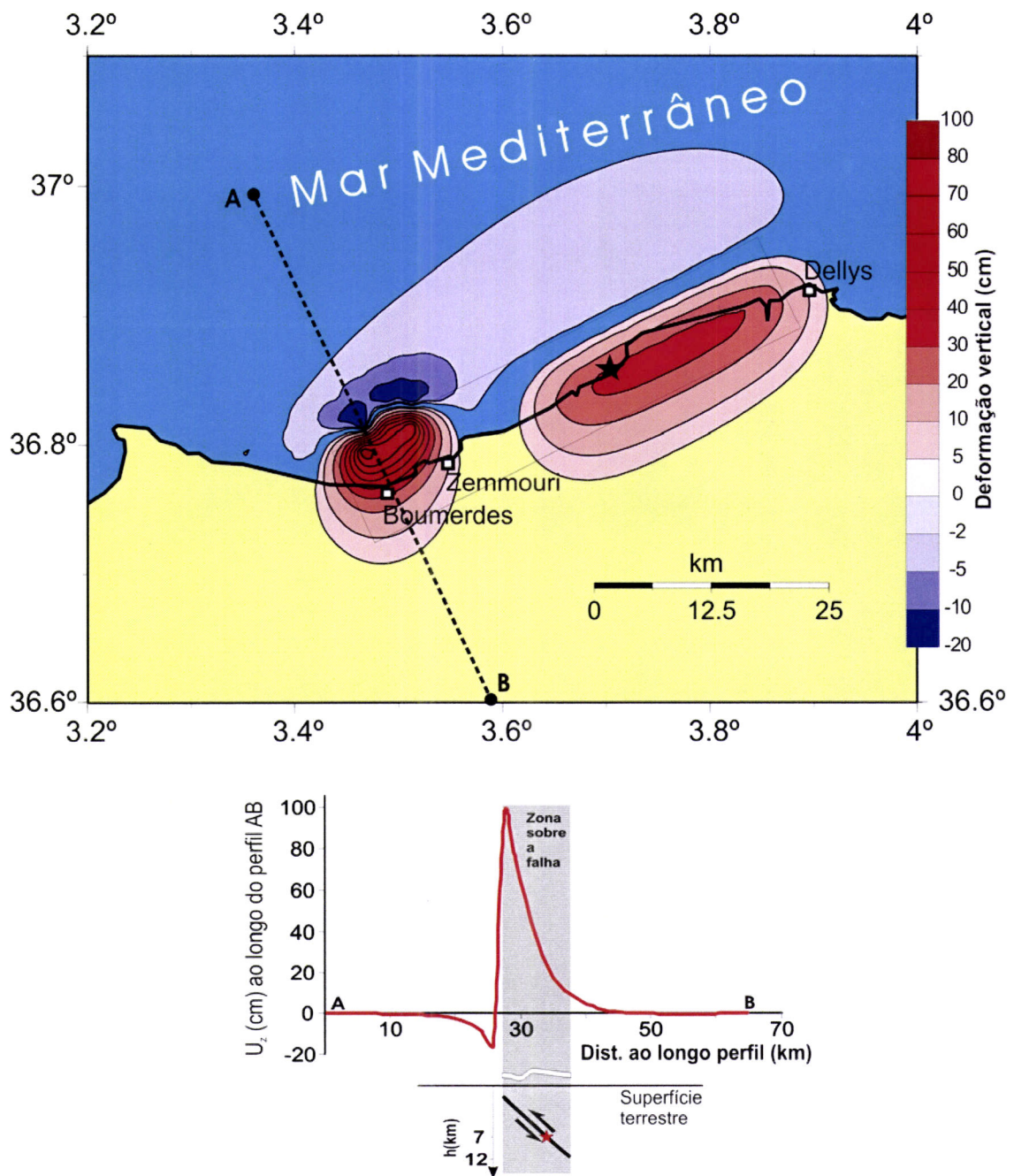


Figura 6.23: Em cima: campo de deformação vertical calculado mediante o modelo de deslizamento descrito na figura 6.21 e tabela 6.5. As regiões encarnadas (>0) correspondem a subidas do terreno e as azuis (<0) a abaixamentos de nível. Em baixo: representação gráfica da deformação vertical ao longo do perfil A-B indicado sobre o mapa; a faixa cinzenta sobre o gráfico significa a zona do perfil sobre a falha.

inversas inclinadas para SW que limitam a bacia de Mitidja, a cerca de 50km a Este da capital Argel. Esta tese é confirmada através dos dados da distribuição de réplicas em profundidade (Fig. 6.3) e deformação co-sísmica registada na região que mostra inequivocamente a orientação do deslizamento. Também os cálculos do mecanismo, quer pelas polaridades das primeiras chegadas (Fig. 6.6) quer por inversões da forma de onda (Figs. 6.14 e 6.18), estão de acordo com esta tese. A ruptura deste evento tem o seu hipocentro num ponto situado sensivelmente sob a linha de costa junto à aldeia de Zemmouri al Bahri, a 7km de profundidade. É um valor de profundidade característico nesta área de sismicidade superficial. Segundo o boletim do ISC (ISC, 2001), em geral os sismos da Argélia ocorrem a profundidades acima dos 15km. Destes cerca de 90% ocorrem a menos de 10km e 5% a menos de 5km de profundidade.

O momento sísmico do evento obtido pelos vários métodos apresenta valores entre $1.20 \times 10^{19} \text{Nm}$ e $1.38 \times 10^{19} \text{Nm}$ (ver Tab. 6.6), a que corresponde, em qualquer dos casos, a uma magnitude de momento $M_w=6.7$. São valores comparáveis com os obtidos por instituições como USGS ou o EMSC à excepção da Universidade de Harvard que encontrou um valor mais elevado ($2.1 \times 10^{19} \text{Nm}$) pelo método do centróide. Estes valores de momento sísmico apontam para uma ruptura extensa, espalhada por uma superfície estimada entre os valores extremos de 479km^2 e 2100km^2 . O valor mais baixo foi obtido por análise espectral considerando o modelo de ruptura circular de Brune (1970) e o valor mais elevado a partir da distribuição de réplicas que mostra uma mancha com 70km de comprimento por 30km de largura. Porém o valor considerado mais próximo do verdadeiro, situa-se em 650km^2 que corresponde à área encontrada pelos dois métodos de inversão ensaiados: soma das áreas dos sub-eventos da Tabela 6.3; ou soma das áreas de ruptura não nula do modelo de distribuição de deslizamentos da Figura 6.18. A sobre avaliação da dimensão das rupturas pelo contorno da distribuição de réplicas é um facto bem conhecido (e.g. Mendoza e Hartzell, 1988; Tio e Kanamori, 1996) e que tem as suas razões na natureza das próprias réplicas, se entendidas como reajustes na libertação de tensão sobre os locais que não romperam durante o choque principal, que são zonas adjacentes à parte que já rompeu. Por outro lado as estimativas da dimensão da ruptura feitas por análise espectral utilizam modelos empíricos habitualmente calibrados com eventos de pequena dimensão, quando aplicados a maiores eventos tendem a sub-

estimar a sua verdadeira dimensão (Venkataraman e Kanamori, 2004). Através dos valores de momento sísmico e área da ruptura considerados pelos vários métodos, excluindo as estimativas da área de ruptura por distribuição de réplicas, encontra-se para esta ruptura uma queda de tensão de 3.4MPa.

A análise conjunta das FTRF, obtidas pelo método das FEG com o programa FEG_INV, e dos resultados da directividade, obtidos pelo programa DIRDOP, permitiu esboçar a cinemática desta ruptura, confirmada posteriormente pelos resultados da inversão da forma de onda. Foi possível descobrir a bi-directividade da ruptura e descrevê-la no espaço (pela directividade) e no tempo (pelas FTRF). Pelas FTRF foi estimado o tempo de ruptura em 12-13s e distinguidos os dois períodos mais importantes de libertação de energia: o primeiro nos 4-5 segundos iniciais e o segundo nos restantes 8-10s. Com a directividade fez-se a correspondência de cada um desses períodos a um sentido predominante de ruptura: ENE no primeiro período e sentido oposto no tempo restante; pela directividade também foi possível estimar a velocidade de ruptura em 3.0km/s.

A distribuição de sub-eventos obtida por inversão da forma de onda, para além de vir confirmar a trajectória da ruptura já estimada permitiu detalhar a descrição da ruptura, quantificando as áreas de ruptura, distribuição espacial e temporal do momento sísmico e do mecanismo de ruptura. Assim, a melhor solução encontrada constitui um esquema de fonte delineado a partir de cinco sub-eventos que se distribuem sobre um plano de falha, e de uma função temporal com a duração de ~ 13 s (Fig. 6.14 e Tab. 6.3). Através desse esquema é possível observar uma ruptura com um período inicial de 3s que compreende a nucleação na zona do hipocentro e uma expansão radial com extensão à volta de 8km, progredindo a partir daí bilateralmente na direcção NE-SW: primeiro no sentido NE e depois no sentido SW que corresponde à zona de maior libertação de momento (50% do total).

Os resultados da inversão da forma de onda para distribuição de deslizamentos sobre o plano de falha, grosso modo, revelam uma história semelhante à produzida pela distribuição de sub-eventos (figs. 6.18 e 6.19). Mostram uma ruptura bilateral assimétrica que se desenvolve sobre uma falha com 50km de comprimento por 16 de largura na direcção NE-SW (N64E) inclinada de 50° para SE na direcção da largura. Os deslizamentos experimentados em cada ponto da ruptura mostram ser de falha inversa com orientação predominantemente $\lambda_r < 90^\circ$ ($\sim 70^\circ$) nas regiões mais

profundas da falha e $\lambda_r > 90^\circ$ ($\sim 120^\circ$) nas regiões mais superficiais. Considerando um módulo de rigidez $\mu = 3.3 \times 10^{10} \text{Pa}$, o deslizamento médio situa-se nos 62cm, mas com grande heterogeneidade: coexistem sub-regiões que não experimentam qualquer ruptura com outras que deslizam quase 5m (4.89m). As três sub-regiões de maior actividade sobre a falha são, por ordem cronológica, (ver Figs. 6.18 e 6.19):

- a) a sub-região envolvente do hipocentro com uma área de ($16 \times 12 \text{km}^2$) ocupa a segunda aspereza mais importante, com 27% do momento total para 24% da área;
- b) a outra sub-região não negligenciável ocupa as maiores profundidades do extremo NE da falha muito perto do subsolo da cidade de Dellys. Ocupa uma área de $10 \times 10 \text{km}^2$, 12.5% da área de falha e corresponde a 19% do momento libertado;
- c) a mais importante situa-se no extremo SW da falha, abrange uma área com 16% da área total ($12 \times 12 \text{km}^2$) e nela se liberta cerca de 50% (47%) do momento sísmico total. É sobre esta zona que se encontram as sub-falhas que experimentam os maiores deslizamentos.

Acompanhando a evolução temporal da ruptura constata-se que a ruptura tem no seu início uma propagação radial que ocupa os primeiros 3s, propagando-se depois bilateralmente: primeiro com maior intensidade para NE até ao 7º segundo e depois para SW em direcção à superfície, apresentando aí a sua máxima intensidade entre o 8º e 10º segundos.

A modelação da deformação co-sísmica horizontal e vertical (Figs. 6.21; 6.22 e 6.23), feita a partir de um modelo de blocos deslizantes, que por sua vez foi obtido da distribuição de deslizamentos calculada, concorda no essencial com os dados geodésicos sobre a deformação horizontal (dados de GPS) e com os relatos sobre a deformação co-sísmica vertical. Em relação à deformação horizontal observam-se os maiores valores de deformação nas proximidades de Zemmouri e Boumerdes, as regiões mais afectadas. A concordância entre a orientação da deformação horizontal medida e modelada constitui a prova definitiva da inclinação do plano de falha no sentido SE. Foi através do processo de ajuste da deformação modelada à observada que se produziu a localização considerada (LAT=36.83; LONG=3.65), coincidente com a relocalização obtida por Ayadi et al., 2004, obtida com dados sismológicos.

Tabela 6.6: Resumo dos parâmetros da fonte do sismo de Boumerdes-Zemmouri de 21 de Maio de 2003, obtidos neste trabalho e por outras instituições

Métodos	Planos nodais			Dimensões				v_r (km/s)	$\times 10^{19}$	
	ϕ (°)	δ (°)	λ (°)	L (km)	W (km)	S (km ²)	T_r^* (s)		M_0 (Nm)	M_w
MECSTA	64	51	82	-	-	-	-	-	-	-
Espectral	-	-	-	-	-	479	-	-	1.38	6.76
FTRF	-	-	-	-	-	-	13	-	-	-
DIRDOP	$\gamma = 87 \pm 55$ nos 5 segundos iniciais $\gamma = 264 \pm 22$ nos 8 segundos finais							3	-	-
Kikuchi	64	50	83	45	15	650*	13	-	1.20	6.72
MOM3	64	50	111	50	16	632*	13	-	1.37	-
Sismicidade	-	-	-	70	30	2100	-	-	-	-
Outras instituições										
USGS	54	47	88	-	-	-	-	-	-	6.7
EIC	70	43	81	30	15	-	14	-	1.8	6.77
HARVARD	57	44	71	-	-	-	-	-	2.1	6.8
CNRS/LDG	57	39	83	50	15	-	15	-	2.4	6.9
Yagi-IISEE	54	47	87	70	15	-	18	-	2.4	6.9

*Valores encontrados das seguintes maneiras: no método de sub-eventos de Kikuchi por soma das áreas de ruptura dos sub-eventos assinaados na tabela 6.3; no método de distribuição de deslizamentos (MOM3), pela soma das áreas com deslizamentos não nulos (ver figura 6.18)

Esta localização permite ainda constatar que a secção da falha que rompeu neste episódio está posicionada precisamente sob a interface terra-mar. As regiões mais profundas encontram-se debaixo do continente enquanto que o traço da falha está sob o fundo oceânico (Fig. 6.23). Com esta localização é possível explicar não só a deformação e os efeitos destrutivos verificados em terra por um sismo de magnitude 6.7 como também o tsunami que atingiu Palma de Maiorca gerado forçosamente por uma brusca oscilação do fundo do mar. De acordo com os resultados mostrados no perfil de deformação co-sísmica da Figura 6.23, essa oscilação do fundo do mar deixou, na zona de transição das deformações negativas para as positivas, que se encontra no mar, uma deformação permanente com amplitude de cerca de 1.20m

Capítulo 7

Conclusões

Ao longo desta tese procurou-se fazer uma análise exaustiva sobre a problemática da fonte sísmica no propósito de desenvolver e utilizar um conjunto de técnicas que possibilitem sistematizar a caracterização de rupturas extensas com a ajuda de registos superficiais dos movimentos elásticos (sismogramas) e geodésicos de deformação co-sísmica (GPS). Através dessas técnicas pretende-se reproduzir com pormenor e rigor toda a complexidade dos processos não lineares ocorridos na obscuridade das profundezas da Terra, através de uma janela com pequenos vidros foscos que são os registos superficiais dos seus efeitos. A ambição é grande e os meios reduzidos. Há que ter a consciência que qualquer imagem que resulte destas técnicas está ensombrada por algum espectro de ficção dificilmente comprovável. A maneira de obviar isso é aperfeiçoar as teorias, adensar o número de observações e diversificar os meios de análise.

Em relação às teorias (Capítulo 2), os esforços das últimas décadas têm-se repartido na procura de modelos físico-matemáticos segundo duas abordagens: a cinemá-

tica (§ 2.3.2) e a dinâmica (§ 2.3.1). Os modelos cinemáticos representam a fonte sísmica por meio de um conjunto de deslizamentos que se sucedem numa geometria espaço temporal própria (plano de falha e duração da ruptura), governados por uma velocidade de ruptura. Os parâmetros que definem estes modelos são a direcção e intensidade dos deslizamentos; posição e instante onde ocorrem; velocidade de ruptura e dimensões do plano de falha. O momento sísmico escalar, que é o parâmetro habitualmente usado para quantificar a grandeza da fonte, é obtido dos anteriores através do conhecimento de uma propriedade mecânica do material que é a constante de rigidez, μ (eq. 2.4). Enquanto os modelos cinemáticos apenas permitem representar a ruptura, as modelos dinâmicos tentam ir mais longe. Procuram deduzir a ruptura, das equações da elastodinâmica, em função de uma lei de atritos a definir, e do campo de tensões a que está sujeito o material geológico na zona da fonte antes da ruptura acontecer. Uma das grandes dificuldades na utilização destes modelos está precisamente na forma de caracterizar o estado de tensão que antecede a ruptura. Para consegui-lo há duas hipóteses: monitorizá-lo por meio de instrumentação ou estimá-lo a partir das distribuições de momento sísmico libertado, obtidas mediante a utilização de modelos cinemáticos. A primeira via é por enquanto inacessível; nas poucas aplicações práticas destes modelos (Olsen et al., 1997; Madariaga et al., 2001; Peyrat e Olsen, 2004), foi usada a segunda via. Daí que os modelos cinemáticos sejam, por enquanto, fundamentais para a caracterização da ruptura sísmica.

No campo da observação dos efeitos dos sismos (§ 3.1) dispõe-se hoje, fruto do progresso científico e tecnológico nos domínios da electrónica e teledeteção e do esforço na instalação de redes sismológicas e de GPS, de uma capacidade de registo instrumental das várias manifestações de campo próximo e longínquo a nível planetário. No plano da instrumentação sismológica, os sensores de movimento de banda larga permitem medir os movimentos elásticos da crosta numa banda de frequências suficiente para registar igualmente bem movimentos provocados por sismos locais e longínquos. Actualmente a cobertura da rede mundial permite obter registos telessísmicos em número suficiente para o estudo de fonte de qualquer evento de magnitude superior a ~ 5.5 que se passe na crosta terrestre. Nos últimos anos tem-se assistido ao crescente interesse pelos registos acelerográficos de curta distância nos estudos de fonte. O conteúdo informativo nestes dados sobre os detalhes do processo

de ruptura é superior ao dos registos telessísmicos, porém, a sua disponibilidade em número suficiente para estudos de fonte é ainda limitada a poucas regiões do globo. Outro tipo de registos que começa a estar vulgarizado (§ 3.1.2) e pelos quais também se podem fazer algumas caracterizações estáticas da fonte sísmica, pois têm uma resolução temporal muito má, são os registos das deformações inelásticas baseados em tecnologias de satélite (GPS e DInSAR)

Para se aceder aos detalhes dos processos de ruptura, para além dos dados, é necessário dispor dos meios de análise adequados. Actualmente, são os métodos de inversão da forma de onda para a caracterização espaço-temporal dos deslizamentos sobre planos de falha (§ 3.2.5), pela sua capacidade em construir cenários detalhados da ruptura, os que melhor encaixam as exigências. Porém, o exame atento sobre estas ferramentas, nomeadamente em processos de ruptura de grandes eventos, alerta-nos para um conjunto de factores de instabilidade que afectam o processo. Esses factores foram analisados em § 3.2.7. Os métodos de inversão da forma de onda para serem razoavelmente exequíveis por processos de cálculo fiáveis, regra geral são desenhados para produzirem resultados apenas de uma parte dos parâmetros cinemáticos da ruptura mediante a fixação dos restantes. Os parâmetros que habitualmente se fixam são a geometria do plano de falha (orientação e dimensões) e a velocidade de ruptura e são deixados livres para cálculo a orientação e amplitude dos deslizamentos sobre o plano de falha e a respectiva distribuição espaço temporal. Ao longo dos vários ensaios de inversão experimentados com vista ao apuramento das soluções apresentadas nos Capítulos 5 e 6, foram testadas várias parametrizações. Verificámos que os padrões de convergência exigidos eram atingidos independentemente da parametrização fixada. Portanto, eram obtidas soluções, quaisquer que fossem os valores fixados, mesmo que estes não se adequassem minimamente à fonte em estudo. Obviamente que tais soluções, apesar de credíveis sob o ponto de vista numérico, não tinham qualquer correspondência com os processos de ruptura que se veio a apurar. A melhor forma de obviar esses riscos é fixar parametrizações de confiança, isto é, parametrizações obtidas por análise dos dados do próprio evento através de métodos auxiliares. Nesse sentido, a metodologia de estudo de fonte que propomos é composta pela utilização dos métodos apresentados nos Capítulos 3 e 4, havendo alguns parâmetros que são estimados por mais que um método. A coerência de resultados funciona como indicador de qualidade das soluções. Outro indicador

que propomos é deduzido dos ajustes entre as deformações co-sísmicas obtidas por técnicas geodésicas e as simuladas a partir do modelo de fonte conseguido (§ 5.5 e § 6.5).

As soluções dos mecanismos focais obtidas pelo método estatístico de Brillinger et al. (1980) são obtidas por análise apenas dos movimentos da primeira chegada a um conjunto de pontos de observação distribuídos à volta da fonte (§ 3.2.1). Nessas circunstâncias as soluções não são representativas de toda a ruptura, uma vez que decorrem de dados provenientes do início da mesma. Apesar deste óbice, na prática verifica-se que estas soluções se ajustam muito bem às produzidas por outros métodos mais abrangentes, nomeadamente o método do centroide (CMT) ou inversão da forma de onda para a distribuição de sub-eventos (ver Tabs. 5.4 e 6.6). Nas situações estudadas nos Capítulos 5 e 6 verificou-se que os planos de rupturas mantinham uma orientação predominante ao longo de toda a sua extensão. É uma circunstância comum a muitas das situações estudadas por outros autores (e.g. Hartzell et al., 1994; Thio e Kanamori, 1996; Yagi e Kikuchi, 2000). Quando isso acontece pode definir-se a orientação do plano de falha a partir dos parâmetros ϕ e δ do plano nodal, assumindo-a como a da ruptura.

Verificámos que as estimativas das superfícies de ruptura avaliadas via frequência de esquina da análise espectral (§ 3.2.2) são significativamente inferiores às obtidas por outros métodos, nomeadamente inversão da forma de onda (Tabs. 5.4 e 6.6). As causas para o facto podem estar no mau dimensionamento das relações empíricas usadas (eqs. 3.6 e 3.7), ou na dificuldade que se encontra em estabelecer a frequência de esquina a partir de um gráfico bi-logaritmico como os representados nas Figuras 5.10 ou 6.7. Já o cálculo do momento sísmico a partir do valor da amplitude espectral no patamar das baixas frequências, (eq. 3.5) apresenta valores muito semelhantes aos obtidos por outros métodos (Tabs. 5.4 e 6.6).

A velocidade de ruptura é um dos parâmetros cinemáticos mais delicados a ter em conta nas inversões da forma de onda. Dela dependem aspectos estruturais como a dimensão das rupturas estimadas ou, inclusivamente, fenómenos de causalidade como alterações na ordem dos acontecimentos se considerados valores desadequados. Quando não existem formas de estimá-la o que se costuma fazer é fixar valores na faixa $2.4\text{-}3.6\text{km.s}^{-1}$ aceite pela teoria. Nalguns trabalhos mais recentes (e.g. Sekiguchi e Iwata, 2002; Bouchom et al., 2002) tenham sido encontrados valores

muito superiores àquela faixa.

O método de directividade (DIRDOP) desenvolvido neste trabalho (Cap. 4) tem capacidade para calcular a velocidade e direcções da ruptura a partir da identificação de um ou dois pares de fases comuns, num conjunto de sismogramas distribuídos à volta da fonte. O método pode igualmente ser aplicado com intervalos de tempo correspondentes às durações de FTRF ou ainda a frequências de esquina de diagramas de amplitude espectral, em ambos os casos obtidos de registos de um conjunto de pontos à volta da fonte. O modelo geral de directividade que sustenta o método desenvolvido (eq. 4.10) foi obtido mediante uma análise Doppler a uma ruptura definida por uma sucessão de sub-eventos sobre um plano de falha, considerando o modelo de propagação do raio sísmico em meio esférico estratificado horizontalmente.

O programa de testes com dados sintéticos (§ 4.4.1) relativos a seis situações comuns, imposto a DIRDOP com o objectivo de avaliar o seu potencial, revela em todas elas uma colagem praticamente perfeita com os correspondentes valores esperados. As aplicações feitas nos § 4.4.2, § 5.3.3, § 4.4.3 e § 6.3.4 com dados reais (Turquia 1999; Peru 2001; Alaska 2002 e Argélia 2003) revelam igualmente convergência com os resultados obtidos noutros trabalhos (e.g. Bilek e Ruff, 2002; Bouchon et al., 2002; Pro, 2002; Kikuchi e Yamaka, 2002; Eberhart-Phillips et al., 2003). No caso do sismo da Argélia em que a ruptura é bilateral foi inclusivamente possível, através deste método, determinar essa bilateralidade.

Embora o método DIRDOP se tenha revelado fiável no conjunto de situações onde foi ensaiado, é de referir que em todos os casos se tratou de fortes eventos ($M > 6.7$), logo com rupturas extensas ($> 40\text{km}$) e longas durações ($> 15\text{s}$). A aplicação do método a pequenas rupturas prevê-se muito complicada. Primeiro, por uma questão de detectibilidade os registos a usar têm de provir de estações próximas; não é frequente haver boas coberturas azimutais a curtas distâncias. Depois, devido à curta duração das rupturas destes sismos, os efeitos directivos tomam uma expressão visual nos sismogramas muito mais discreta; só podem ser notados num regime espectral mais alto, onde se juntam as manifestações dos ruídos, efeitos de sítio e efeitos de campo próximo que tornam ainda a interpretação mais complicada. A análise do problema de aplicabilidade do método, de forma sistemática, com dados telessísmicos da rede mundial (ver § 4.5) estabeleceu como valor limite a

magnitude 5.5. Não significa que pontualmente, menores eventos bem constrangidos azimutalmente por redes locais ou regionais não se possam também usar tratados por este método.

A aplicação da metodologia descrita nos Capítulos 3 e 4 foi ensaiada no estudo detalhado da ruptura de dois grandes eventos recentes: o de Arequipa (Peru) de 23 de Junho de 2001, $M_w=8.2$ (Cap. 5) e o de Zemmouri-Boumerde (Argélia) de 21 de Maio de 2003, $M_w=6.7$ (Cap. 6). O primeiro é um evento característico de uma zona de subducção (Placa Oceânica de Nazca sob a Continental Sul-Americana) e o segundo é um evento de fronteira de placas (Euroasiática e Africana). Em ambos os casos foram usadas duas classes de dados: ondas de volume (P e SH) provenientes de uma boa cobertura azimutal de estações de banda larga a distâncias telessísmicas (entre 30° e 90°) e registos de deformação co-sísmica horizontal obtidos com registos contínuos de estações GPS.

Sismo de Arequipa.

Para o caso do sismo do Peru, os resultados obtidos revelam uma fonte extensa com mecanismo de falha inversa que rompe sobre uma superfície rectangular com cerca de 300km de comprimento por 80km de largura, orientada na direcção NW-SE (N48W) e inclinada de 13° em relação à horizontal na direcção NE. A ruptura inicia-se junto à extremidade NW mais superficial, à profundidade de 40km, propagando-se a partir daí unilateralmente, com velocidade de 3,1km/s (calculada por DIRDOP) para as zonas SE mais profundas da falha, isto é, propaga-se obliquamente sobre o plano de falha com um ângulo de mergulho estimado (ver Fig 5.14) em $\lambda_r \sim 17^\circ$ (através de DIRDOP (§ 5.3.3) encontrou-se um valor $\lambda_r \sim 11^\circ$). A duração total desta ruptura foi estimada por inversão da forma de onda em $T_r = 94s$. Os primeiros 20-30s de ruptura correspondem ao período de actividade mais moderada onde se registam deslizamentos com cerca 2.7m segundo um ângulo de deslizamento médio de $\lambda = 56^\circ$; a partir dos 30s, e depois de ter avançado cerca de 100km, a ruptura intensifica-se, atingindo a actividade máxima 40s depois e quando são percorridos 200km. Nesta fase os deslizamentos chegam a atingir perto de 12m segundo uma direcção média mais vertical ($\lambda = 61^\circ$). A partir dos 70s, já perto do extremo SE mais profundo inicia-se a fase terminal com duração de cerca de 20s. Os deslizamentos, conforme se pode ver nas Figuras 5.16 e 5.18 apresentam sobre o plano de falha uma distribuição

muito heterogénea, no entanto o valor médio é de 3.5m. O valor das quedas de tensão médias estimadas para este evento são de $\Delta\sigma = 3.1 \pm 1.7\text{MPa}$. Este valor é compatível com as quedas de tensão de sismos em zonas de subducção neste nível de profundidades que, de acordo com Venkataraman e Kanamori (2004), se situam entre 1.4MPa e 4.8MPa; outro valor de referência ($\overline{\Delta\sigma} = 3.4\text{MPa}$) foi obtido a partir dos parâmetros de 20 eventos daquela região (Cap. 5). A proximidade entre os valores de deformação co-sísmica horizontal modelada para a estação AREQ (58cm na direcção N132W) e o correspondente valor medido (50cm na direcção N122W) é mais um critério de validação do modelo.

Sismo de Zemmouri-Boumerdes.

No caso do sismo da Argélia (Capítulo 6), afigura-se-nos um evento com mecanismo de falha inversa que rompe bi-lateralmente sobre um plano rectangular com 50km de comprimento por 16 de largura, orientado na direcção N64E e inclinado para SE de um ângulo $\delta = 50^\circ$. A escolha deste plano de falha de entre as duas alternativas obtidas por MECSTA (Fig. 6.6) foi baseada em três conjuntos de informação distintos: a) distribuição de réplicas em profundidade (Fig 6.3); b) localização do evento face à tectónica da região (Fig 6.1); c) orientação da deformação co-sísmica registada na região (Fig 6.21). A ruptura, que teve uma duração cerca de 12-13s, teve o seu início no hipocentro que se encontra à profundidade de 7km sob o fundo do mar, perto da linha de costa (Fig 6.1). Após a nucleação a ruptura propaga-se radialmente durante os primeiros 3s e bilateralmente após esse período. Entre o 3º e o 7º segundos propaga-se com maior intensidade no sentido NE; a partir daí predomina o sentido para SW em direcção à superfície. É neste período (entre o 8º e 9º segundos) que apresenta a máxima intensidade (Fig. 6.19). A velocidade de ruptura foi fixada em 3.0km/s, valor encontrado através do método de directividade DIRDOP. A distribuição de deslizamentos revela grande heterogeneidade, coexistindo regiões que não experimentam qualquer valor de ruptura com outras onde os deslizamentos chegam a atingir quase 5m (4.89m); porém o valor médio situa-se nos 62cm. Em relação às direcções de deslizamento verifica-se a predominância de ângulos de deslizamento $\lambda_r < 90^\circ$ ($\sim 70^\circ$) nas regiões mais profundas da falha e $\lambda_r > 90^\circ$ ($\sim 120^\circ$) nas regiões superficiais. Com os valores de momento sísmico ($1.37 \times 10^{19}\text{Nm}$) e área da ruptura considerados, encontra-se para esta ruptura

uma queda de tensão de 3.4MPa.

Conclusão geral e perspectivas de futuro

A metodologia para o estudo da ruptura sísmica, desenvolvida ao longo dos capítulos desta tese, responde, em nosso entender, muito correctamente àquilo que se pode esperar de uma ferramenta para laborar neste campo da ciência com as limitações que se lhe conhecem. É um produto que procura ser coerente com o nível de recursos que dispomos e ao mesmo tempo ser inovador. Utiliza dados com que podemos contar, que são dados sismológicos de banda larga em campo longínquo (rede mundial) e alguns dados geodésicos de deformação co-sísmica em campo próximo, os quais integra na sua estrutura para produzir e aferir as soluções.

Estudar a fonte sísmica e encontrar a solução para o problema de caracterizar em pormenor a ruptura, se bem que fosse o objectivo desta tese, não é um fim em si mesmo. Com efeito o que se procura em sismologia é encontrar formas de proteger pessoas e bens dos efeitos nefastos dos terremotos. Foi nessa acepção que este trabalho foi idealizado e que gostaríamos que fosse entendido, ou seja, como parte de um plano estruturado para o cumprimento desse objectivo fundamental. Esse plano existe e está em curso no Centro de Geofísica de Évora, que através dos seus membros e colaboradores de outras instituições nacionais e estrangeiras detêm o potencial de conhecimento para o fazer avançar. Nessa linha decorrem, para além deste, outros trabalhos que se articulam por forma a desenvolver as três vertentes que constituem a estrutura do projecto: a vertente científica; a tecnológica e a de divulgação/sensibilização.

Os registos relativos a movimentos fortes são inequivocamente os dados sismológicos melhor adaptados para produzir imagens detalhadas da fonte sísmica. Todavia, para poderem ser utilizados eficazmente em estudos de fonte, é indispensável que existam em número suficiente e com boa distribuição azimutal. Prevemos poder contar, muito em breve, com esse tipo de dados de um conjunto de zonas sismogénicas, nomeadamente a nível nacional. Nesse sentido é necessário proceder a algumas adaptações aos métodos de inversão aqui apresentados com vista à introdução desses dados. Basicamente as adaptações, que tencionamos ter a funcionar nos próximos meses, prendem-se com o cálculo das funções de Green para curtas distâncias da fonte. Nessa altura a metodologia agora desenvolvida poderá ser estendida a even-

tos de menores dimensões.

A par da utilização dos dados de movimentos fortes está planeado o avanço de um outro projecto que tem por objectivo desenvolver métodos que permitam produzir cenários de intensidade macrosísmica a partir de modelos de fonte realistas e da caracterização do património edificado. A aplicação desses métodos, desde que acompanhada por acções de sensibilização bem conduzidas, poderá servir para evitar, ou pelo menos atenuar as consequências trágicas com que frequentemente nos confrontamos. Se isso vier a acontecer nalguma parte do mundo, aí foi atingido o objectivo fundamental da sismologia enunciado no princípio deste trabalho.

Bibliografia

- Aki, K. e Richards, P. G. (1980). *Quantitative Seismology: Theory and Methods (2 Volumes)*, Freeman and Company, San Francisco.
- Ayadi, A., Bounif, A., Dorbath, C., Beldjoudi, H., Kherroubi, A., Maouche, S., Herbi, A., Cakir, Z., Dorbath, L. e Meghraoui, M. (2004). Seismotectonics of the Mw=6.8 Zemmouri Earthquake (21 May, 2003): Geometry of the Complex Thrust Faulting Along the Tell Atlas (Northern Algeria), *in European Geosciences Union, 1st Assembly, Session SM12*, Nice- France, 25-30 April, 2004.
- Backus, G. E. (1977). Interpreting the Seismic Glut Moments of Total Degree Two or Less, *Geophys. J. R. Astr. Soc.* **51**, 1–25.
- Baumont, D. e Courboux, F. (2002). Slip Distribution of the Mw 5.9, 1999 Athens Earthquake Inverted from Regional Seismological Data, *Geophys. Res. Lett.* **29**.
- Beck, S., Silver, P., Wallace, T. e James, D. (1995). Directivity Analysis of the Deep Bolivian Earthquake of June 9, 1994, *Geophys. Res. Lett.* **22**, 2257–2260.
- Belazougui, M., Farsi, M. N. e Remas, A. (2003). A Short Note on Building Damage, *EMSC Newsletter* **20**, 7–8.
- Ben-Menahem, A. (1961). Radiation of Seismic Surface-Waves from Finite Moving Sources, *Bull. Seis. Soc. Am.* **51**, 401–435.
- Ben-Menahem, A. e Singh, S. J. (1981). *Seismic Waves and Sources*, Springer-Verlag, New York.
- Benhallou, H. (1985), Les Catastrophes Sismiques de la Région d'Echelif Dans Le Contexte de la Sismicité Historique de l'Algérie, PhD thesis, USTHB, Alger.

- Benouar, D. (1994). Material for the Investigation of the Seismicity of Algeria and Adjacent Regions During the Twentieth Century, *Ann. Geofis.* **37**, 356.
- Beresnev, I. (2001). What We Can and Cannot Learn About Earthquake Sources from the Spectra of Seismic Waves, *Bull. Seism. Soc. Am.* **91**, 397–400.
- Beresnev, I. A. (2003). Uncertainties in Finite-Fault Slip Inversions: To What Extend to Believe? (A Critical Review), *Bull. Seism. Soc. Am.* **93**, 2445–2458.
- Bezzeghoud, M. (1987), Inversion et Analyse Spectrale Des Ondes P. Potentialite Des Donnees Numeriques Large Bande. Application a Des Seismes Mediterraneeens et Chiliens, PhD thesis, Universite Paris VII.
- Bezzeghoud, M., Ayadi, A., Sébaï, A., Messaoud, M. A., Mokrane, A. e Benhallou, H. (1996). Seismicity of Algeria Between 1365 and 1989: Map of Maximum Observed Intensities (MOI), *Avances en Geofísica y Geodesia (Pub. do IGN - Madrid)* **I**, 107–114.
- Bezzeghoud, M. e Buforn, E. (1999). Source Parameters of 1992 Melilla (Spain, Mw=4.8), 1994 Alhoceima (Morocco, Mw=5.8) and 1994 Mascara (Algeria, Mw=5.7) Earthquakes and Seismotectonic Implications., *Bull. Seism. Soc. Am.* **89**, 359–372.
- Bezzeghoud, M., Caldeira, B. e Borges, J. (2003). Mecânica Dos Sismos: Modelos e Aplicações Parte B - Ruptura, *VII Congresso de Mecânica Aplicada e Computacional Volume III*, 1499–1513.
- Bezzeghoud, M., Caldeira, B., Borges, J., Beldjoudi, H., Buforn, E., Maouche, S., Ousadou, F., Kherroubi, A., Harbi, A. e Ayadi, A. (2004). The Zemmouri-Boumerdes Earthquake of May 21st, 2003, Mw=6.8: Source Parameters and Rupture Propagation Study From Teleseismic Data, *J. Geophys. Res. (submitted)*.
- Bezzeghoud, M., Dechamps, A. e Madariaga, R. (1998). Broad Band P-Wave Signals and Spectra on Digital Stations, in R. Cassinis, G. Nolet and G. F. Panza (eds.), *Digital Seismology and fine modelling of the lithosphere*, Plenum Publishing Corporation, New York pp. 351–374.

- Bilek, S. e Ruff, L. (2002). Analysis of the 23 June 2001 Mw=8.4 Peru Underthrusting Earthquake and its Aftershocks, *Geophys. Res. Lett.* **29**, doi 10.1029/2002GL015543.
- Bolt, B. A. (1993). *Earthquakes and Geological Discovery*, Scientific American Library, New York.
- Boore, D. e Joyner, W. (1978). The Influence of Rupture Incoherence on Seismic Directivity, *Bull. Seism. Soc. Am.* **68**, 283–300.
- Borges, J. (2003), Fonte Sísmica Em Portugal - Algumas Implicações Na Geodinâmica Da Região Açores-Gibraltar, PhD thesis, Universidade de Évora.
- Borges, J., Bezzeghoud, M., Caldeira, B. e Fitas, A. (2002). Monitorização Sísmica Da Região de Évora e O Sismo de Montemor de 20 de Março de 2002, *13ª Conferência Nacional de Física - Física 2002* pp. 328–329.
- Borges, J. e Fitas, A. (1994). Source Inversion with Seismic Waveforms Application to the Western Iberian Margin, *XXIV General Assembly of the European Seismological Commission (proceedings)* pp. 897–902.
- Bouchon, M. (1976). Teleseismic Body Wave Radiation from a Seismic Source in a Layered Medium, *Geophys. J. R. Astr. Soc.* **47**, 515–530.
- Bouchon, M. (1981). A Simple Method to Calculate Green's Functions for Elastic Layered Media, *Bull. Seism. Soc. Am.* **71**, 959–971.
- Bouchon, M., Toksöz, N., Karabulut, H., Bouin, M., Dietrich, M., Aktar, M. e Edie, M. (2002). Space and Time Evolution of Rupture and Faulting During the 1999 Izmit (Turkey) Earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.* **92**, 256–266.
- Bounif, A., Bezzeghoud, M., Dorbath, L., Legrand, D., Dechamps, A., Rivera, L. e Benhallou, H. (2003). Seismic Source Study of the 1989, October 29, Chenoua (Algeria) Earthquake from Aftershocks, Broad-Band and Strong Ground Motion Records, *Ann. Geophys.* **46**, 625–649.
- Brillinger, D., Udias, A. e Bolt, B. A. (1980). A Probability Model for Regional Focal Mechanism Solutions, *Bull. Seis. Soc. Am.* **70**, 149–170.

- Brune, J. N. (1970). Tectonic Stress and the Spectra of Seismic Shear Waves from Earthquakes, *J. Geophys. Res.* **75**, 4997–5009.
- Bufo, E., Bezzeghoud, M., Udias, A. e Pro, C. (2004). Seismic Source in the Iberian-African Plate Boundary, *Pageoph.* **161**, 623–646.
- Bullen, K. E. e Bolt, B. (1985). *Introduction to the Theory of Seismology*, Cambridge University Press.
- Burridge, R. e Knopoff, L. (1964). Body Force Equivalents for Seismic Dislocations, *Bull. Seism. Soc. Am.* **54**, 1875–1888.
- Caldeira, B., Bezzeghoud, M. e Borges, J. (2002). Estudo Da Fonte Do Terremoto de Arequipa (Peru) de 23 de Junho de 2001, *3 Assembleia Luso-Espanhola de Geodesia e Geofísica (Proceedings) Tomo 1*, 381–385.
- Caldeira, B., Bezzeghoud, M. e Borges, J. (2004). Contributo Da Directividade Para a Caracterização Da Fonte Do Sismo de Boumerdes (Argélia) de 21 de Maio de 2003, Mw=6.7, *in 4 Assembleia Luso-Espanhola de Geodesia e Geofísica*, pp. 251–252.
- Caldeira, B., Bezzeghoud, M., Borges, J. e Fitas, A. (2001). Comportamento Caótico Do Modelo Experimental B-K Bloco-Mola, *in II Simpósio de Meteorologia e Geofísica Da APMG*, pp. 22–27.
- Campillo, M. e Madariaga, R. (2001). Processus de Rupture Dynamique D'un Grand Seisme et Loi de Friction sur Les Failles, *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes* **333**, 531–544.
- Carlson, J. e Langer, J. (1989). Properties of Earthquakes Generated by Fault Dynamics, *Phys. Rev. Lett.* **62**, 2632–2635.
- Chen, X.-F. e Zhang, H. (2001). An Efficient Method for Computing Green's Functions for a Layered Half-Space at Large Epicentral Distances, *Bull. Seism. Soc. Am.* **91**, 858–869.
- Cipar, J. (1979). Source Processes of the Haicheng, China Earthquake from Observations of P and S Waves, *Bull. Seism. Soc. Am.* **69**, 1903–1916.

- Cohee, B. e Beroza, G. (1994a). A Comparison of Two Methods for Earthquake Source Inversion Using Strong Motion Seismograms, *Annali di Geofisica* **XXXVII**, 1515–1537.
- Cohee, B. e Beroza, G. (1994b). Slip Distribution of the 1992 Landers Earthquake and its Implications for Earthquake Source Mechanics, *Bull. Seism. Soc. Am.* **84**, 692–712.
- Dahlen, F. A. e Tromp, J. (1998). *Theoretical Global Seismology*, Princeton University Press, Princeton.
- Dahm, T. e Krueger, F. (1999). Higher-Degree Moment Tensor Inversion Using Far-Field Broad-Band Recordings: Theory and Evaluation of the Method with Application to the 1994 Bolivian Deep Earthquake, *Geophys. J. International* **137**, 35–50.
- Day, S. (1982). Three Dimensional Simulation of Spontaneous Rupture: The Effect of Nonuniform Pre-Stress, *Bull. Seism. Soc. Am.* **72**, 1881–1901.
- Dechamps, A., Lyon-Caen, H. e Madariaga, R. (1980). Mise Au Point sur Les Méthodes de Calcul de Sismogrammes Synthétiques de Longue Période, *Annales de Géophysique* **36**, fasc. 2, 167–178.
- Delouis, B., Giardini, D., Lundgren, P. e Salichon, J. (2002). Joint Inversion of InSAR, GPS, Teleseismic, and Strong-Motion Data for the Spatial and Temporal Distribution of Earthquake Slip: Application to the 1999 Izmit Mainshock, *Bull. Seism. Soc. Am.* **92**, 278–299.
- Dong, G. e Papageorgiou, A. S. (2002). Seismic Radiation from a Unidirectional Asymmetrical Circular Crack Model, Part I: Constant Rupture Velocity, *Bull. Seism. Soc. Am.* **92**, 945–961.
- Dorbath, L., Cisternas, A. e Dorbath, C. (1990). Assessment of the Size of Large and Great Historical Earthquakes in Peru, *Bull. Seism. Soc. Am.* **80**, 551–576.
- Douglas, A., Hudson, J. e Pearce, R. (1988). Directivity and the Doppler Effect, *Bull. Seism. Soc. Am.* **78**, 1367–1372.

- Dziewonski, A. M., Chou, T. A. e Woodhouse, J. (1981). Determination of Earthquake Source Parameters from Waveform Data for Studies of Global and Regional Seismicity, *J. Geophys. Res.* **86**, 2825–2852.
- Eberhart-Phillips, D., Haeussler, P., Freymueller, Frankel, A., Rubin, C., Craw, P., Ratchkovski, N., Anderson, G., Crone, A., Dawson, T., Fletcher, H., Hansen, R., Harp, E., Harris, R., Hill, D., Hreinsdottir, S., Jibson, R., Jones, L., Keefer, D., Larsen, C., Moran, S., Personius, S., Plafker, G., Sherrod, B., Sieh, K. e Wallace, W. (2003). The 2002 Denali Fault Earthquake, Alaska: A Large Magnitude, Slip-Partitioned Event, *Science* **300**, 1113–1118.
- French, A. P. (1974). *Vibrations and Waves*, W. W. Norton Company, New York.
- Freund, L. (1979). The Mechanics of Dynamic Shear Crack Propagation, *J. Geophys. Res.* **84**, 2199–2209.
- Fukao, Y. (1972). Source Process of a Large Deep-Focus Earthquake and its Tectonic Implications: The Western Brazil Earthquake of 1963, *Phys. Earth. Planet. Inter.* **5**, 61–76.
- Gibowicz, S. J. e Kijko, A. (1994). *An Introduction to Mining Seismology*, Academic Press, London.
- Gilbert, G. K. (1884). A Theory of the Earthquakes of the Great Basin, with a Practical Application, *Am. J. Sci.* **XXVII**, 121–138.
- Goltz, C. (1998). *Fractal and Chaotic Properties of Earthquakes*, Springer-verlag.
- Gülen, L., Pinar, A., Kalafat, D., Özel, N., Horsan, G., Yilmazer, M. e Isikara, A. (2002). Surface Fault Breaks, Aftershock Distribution, and Rupture Process of the 17 August 1999 Izmit, Turkey Earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.* **92**, 230–244.
- Hanks, T. e Wyss, M. (1972). The Use of Body-Wave Spectra in the Determination of Seismic-Source Parameters, *Bull. Seism. Soc. Am.* **62**, 561–589.
- Harbi, A., Maouche, S., Ayadi, A., Benouar, D., Panza, G. e Benhallou, H. (2004). Seismicity and Tectonic Structures in the Site of Algiers and its Surroundings, *Pageoph.* **161**, 949–967.

- Harris, R., Dolan, J., Hartleb, R. e Day, S. (2002). The 1999 Izmit, Turkey, Earthquake: A 3D Dynamic Stress Transfer Model of Intraearthquake Triggering, *Bull. Seism. Soc. Am.* **92**, 245–255.
- Hartzell, S., Frazier, G. e Brune, J. (1978). Earthquake Modeling in a Homogeneous Half-Space, *Bull. Sism. Soc. Am.* **68**, 301–316.
- Hartzell, S. H. (1978). Earthquake Aftershocks as Green's Functions, *Geophys. Res. Lett.* **53**, 1425–1436.
- Hartzell, S. e Heaton, T. (1983). Inversion of Strong Ground Motion and Teleseismic Waveform Data for the Fault Rupture History of the 1979 Imperial Valley, California, Earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.* **73**, 1553–1583.
- Hartzell, S. e Helmberger, D. (1982). Strong-Motion Modeling of the Imperial Valley Earthquake of 1979, *Bull. Seim. Soc. Am.* **72**, 571–596.
- Hartzell, S., Langer, C. e Mendoza, C. (1994). Rupture Histories of Eastern North American Earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.* **84**, 1703–1724.
- Haskell, N. A. (1964). Total Energy and Energy Spectral Density of Elastic Wave Radiation from Propagating Faults, *Bull. Seism. Soc. Am.* **54**, 1811–1841.
- Havskov, J. e Ottemöller, L. (2003). SEISAN: The Earthquake Analysis Software, Technical report, Department of Earth Science, University of Bergen.
- Heaton, T. (1982). The San Fernando Earthquake: A Double Event?, *Bull. Seim. Soc. Am.* **72**, 2037–2062.
- Heaton, T. H. (1990). Evidence for and Implications of Self-Healing Pulses of Slip in Earthquake Rupture, *Phys. Earth Planet. Inter.* **64**, 1–20.
- Heaton, T. e Helmberger, D. (1979). Generalized Ray Models of the San Fernando Earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.* **69**, 1311–1341.
- Hébert, H. (2003). The Tsunami Triggered by the 21 May 2003 Algiers Earthquake, *EMSC Newsletter* **20**, 10–12.

- Hée, A. (1950). Catalogue Des Séismes Algériens de 1850 À 1911, *Ann. de l'IPG de Strasbourg* **VI**, 41–49.
- Helmberger, D. V. (1974). Generalized Ray Theory for Shear Dislocations, *Bull. Seism. Soc. Am.* **64**, 45–64.
- Heras, H. e Tavera, H. (2002). Anomalías Del Valor De Δb Y el Terremoto de Arequipa Del 23 Junio de 2001, in H Tavera, ed., *El Terremoto de la Región Sur de Perú Del 23 de Junio de 2001*, Instituto Geofísico del Perú-Centro Nacional de Datos Geofísicos, Lima-Perú, pp. 139–146.
- Hernandez, B., Cotton, F. e Campillo, M. (1999). Contribution of Radar Interferometry to a Two-Step Inversion of the Kinematic Process of the 1992 Landers Earthquake, *J. Geophys. Res.* **104**, 13083–13099.
- Hernandez, B., Cotton, F. e Massonet, D. (1997). A Comparison Between Short Term (Co-Seismic) and Long Terms (One Year) Slip for the Landers Earthquake: Measurements from Strong Motion and SAR Interferometry, *Geophys. Res. Lett.* **24**, 1579–1582.
- Hernandez, B., Shapiro, N. M., Singh, S., Pacheco, J., Cotton, F., Campillo, M., Iglesias, A., Cruz, V., Gómez, J. e Alcántara, L. (2001). Rupture History of September 30, 1999 Interplate Earthquake of Oaxaca, Mexico ($M_w=7.5$) from Inversion of Strong-Motion Data, *Geophys. Res. Lett.* **28**, 363–366.
- Hisada, Y. (1995). An Efficient Method for Computing Green's Functions for a Layered Half-Space with Sources and Receivers at Close Depths, *Bull. Seism. Soc. Am.* **85**, 1080–1093.
- Hoshiya, M. (2003). Fluctuation of Wave Amplitude Even When Assuming Convolution of Source, Path and Site Factors-Effect of Rupture Directivity, *Physics Earth and Planetary Interiors* **137**, 45–65.
- Ichinose, G. A., Thio, H. K. e Somerville, P. G. (2003). Rupture Process of the 1944 Tonankai Earthquake ($M_s 8.1$) from the Inversion of Teleseismic and Regional Seismograms, *J. Geophys. Res.* **108**, doi:10.1029/2003JB002393.

- Ihmlé, P. F. (1998). On the Interpretation of Subevents in Teleseismic Waveforms: The 1994 Bolivia Deep Earthquake Revisited, *J. Geophys. Res.* **103**, 17919–17932.
- Imanishi, K. e Takeo, M. (2002). An Inversion Method to Analyze Rupture Processes of Small Earthquakes Using Stopping Phases, *J. Geophys. Res.* **107(B3)**, 10.1029/2001JB000201.
- Johnson, E., Metz, M. e Hackney, D. (2003). Assessment of the Bellow-Ground Trans-Alaska Pipeline Following the Magnitude 7.9 Denali Fault Earthquake, *in Proceedings Da 6 Conference of Lifeline Earthquake Engineering*, Long Beach.
- Kanamori, H. (1977). The Energy Release in Great Earthquakes, *J. Geophys. Res.* **82**, 2981–2987.
- Kanamori, H. e Anderson, D. (1975). Theoretical Basis of some Empirical Relations in Seismology, *Bull. Seism. Soc. Am.* **65**, 1073–1095.
- Kasahara, K. (1963). Computer Program for Fault-Plane Solutions, *Bull. Seis. Soc. Am.* **53**, 1–13.
- Kennett, B. e Engdahl, E. (1991). Traveltimes for Global Earthquake Location and Phase Identification, *Geophysical Journal International* **105**, 429–465.
- Kennett, B. L. N. (1983). *Seismic Wave Propagation in Stratified Media*, Cambridge University Press, New York.
- Kennett, B., Marson-Pidgeon, K. e Sambridge, M. (2000). Seismic Source Characterization Using a Neighbourhood Algorithm, *Geophys. Res. Lett.* **25**, 3401–3404.
- Kikuchi, M. e Kanamori, H. (1982). Inversion of Complex Body Waves, *Bull. Seism. Soc. Am.* **72**, 491–506.
- Kikuchi, M. e Kanamori, H. (1991). Inversion of Complex Body Waves - III, *Bull. Seis. Soc. Am.* **81**, 2335–2350.
- Kikuchi, M. e Kanamori, H. (2003). Note on Teleseismic Body-Wave Inversion Program, <http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/ETAL/KIKUCHI>.

- Kikuchi, M. e Yamanaka, Y. (2002). Source Rupture Processes of the Central Alaska Earthquake of Nov. 3, 2002, Inferred from Teleseismic Body Waves, *in EIC SEISMOLOGICAL NOTE*, ERI, Univ. Tokyo- Japan, <http://www.eic.eri.u-tokyo.ac.jp/EIC/>.
- Knopoff, L. e Gilbert, F. (1960). First Motions from Seismic Sources, *Bull. Seism. Soc. Am.* **50**, 117–134.
- Kraeva, N. (2004). Tikhonov's Regularization for Deconvolution in the Empirical Green Function Method and Vertical Directivity Effect, *Tectonophys.* **383**, 29–44.
- Langston, C. (1978). The February 9, 1971 San Fernando Earthquake: A Study of Source Finiteness in Teleseismic Body Waves, *Bull. Seism. Soc. Am.* **68**, 1–29.
- Lawson, C. e Hanson, R. (1974). *Solving Least Squares Problems*, Prentice-Hall (series in automatic computation), New Jersey.
- Lay, T. e Wallace, T. C. (1995). *Modern Global Seismology*, Academic Press, San Diego.
- Li, X., Cormier, V. e Toksöz, M. (2002). Complex Source Process of the 17 August Izmit, Turkey, Earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.* **92**, 267–277.
- Liner, C. (1997). *Greek Seismology - Being an Annotated Source Book of Earthquake Theories and Concepts in Classical Antiquity*, Samizdat Press, <http://samizdat.mines.edu/>.
- Love, A. E. (1944). *Treatise on the Mathematical Theory of Elasticity*, 4th edn, Dover Pubns.
- Luco, J. E. e Anderson, J. G. (1983). Steady-State Response of an Elastic Half-Space to a Moving Dislocation of Finite Width, *Bull. Seism. Soc. Am.* pp. 1–22.
- Luco, J. E. e Apsel, R. J. (1983). On the Green's Functions for a Layered Half-Space. Part 1, *Bull. Seism. Soc. Am.* **73**, 909–929.
- Madariaga, R., Olsen, K. e Archuleta, R. (1998). Modeling Dynamic Rupture in a 3D Earthquake Fault Model, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **88**, 1182–1197.

- Madariaga, R., Peyrat, S. e Olsen, K. B. (2001). Dynamique de la Rupture Du Tremblements de Terre de Landers, Californie, Du 28 Juin 1992, **329**, *Série II b*, 1–15.
- Maouche, S. D. (2003), Etude Sismotectonique Dans l'Algérois et Les Zones Limitrophes de Cherchell-Gouraya, PhD thesis, Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene (USTHB), Algiers.
- Maouche, S. D., Benouar, A., Harbi, A. e Benhallou, H. (1998). The Algiers (Algeria) Earthquake of 4 September 1996, *Eur. Earthq. Eng. J.* **XII**,N.1, 50–55.
- McGuire, J. J., Zhao, L. e Jordan, T. H. (2001). Teleseismic Inversion for the Second-Degree Moments of Earthquake Space-Time Distributions, *Geophys. J. International* **145**, 661–678.
- Meghraoui, M. (1988), Géologie Des Zones Sismiques Du Nord de l'Algérie: Paléosismologie, Tectonique Active et Synthèse Sismotectonique, PhD thesis, Université de Paris XI, France.
- Melbourne, T., Carmichael, I., DeMets, C., Hudnut, K., Sanchez, O., Stock, J., Suarez, G. e Webb, F. (1997). The Geodetic Signature of the M8.0 Oct. 9, 1995, Jalisco Subduction Earthquake, *Geophys. Res. Lett.* **24**, 715–718.
- Melbourne, T. e Webb, F. (2002). Precursory Transient Slip During the 2001 Mw=8.4 Peru Earthquake Sequence from Continuous GPS, *Geophys. Res. Lett.* **29**, doi: 1029/2002GL015533.
- Mendoza, C. e Hartzel, S. (1988). Aftershock Patterns and Main Shock Faulting, *Bull. Seim. Soc. Am.* **78**, 1438–1449.
- Menke, W. (1984). *Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory*, Academic Press, Orlando, Florida.
- Mikumo, T. e Miyatake, T. (1978). Dynamic Rupture Process on a Three-Dimensional Fault with Non-Uniform Frictions and Near-Field Seismic Waves, *Geophys. J.* **54**, 417–438.

- Mokrane, A., Messaoud, A. A., Sebai, A., Menia, N., Ayadi, A. e Bezzeghoud, M. (1994). Les Séismes En Algérie de 1365 À 1992, Publicação do CRAAG, Alger-Bouzaréah, p. 277.
- Nabelek, J. L. (1984), Determination of Earthquake Source Parameters from Inversion of Body Waves, PhD thesis, Mass. Inst. of Technology, Cambridge.
- Nakano, H. (1923). Notes on the Nature of the Forces Which Give Rise to the Earthquake Motions, *Seismol. Bull. Central Meteorol. Obs. Japan* **1**, 92–120.
- Okada, Y. (1992). Internal Deformation Due to Shear and Tensile Faults in a Half-Space, *Bull. Seis. Soc. Am.* **82**, 1018–1040.
- Okubo, P. (1986). Dynamic Rupture Modeling with Laboratory-Derived Constitutive Relations, *J. Geophys. Res.* **94**, 12321–12335.
- Olsen, K., Madariaga, R. e Archuleta, R. (1997). Three-Dimensional Dynamic Simulation of the 1992 Landers Earthquake, *Science* **278**, 834–838.
- Olson, A. e Anderson, J. G. (1988). Implications of Frequency-Domain Inversion of Earthquake Ground Motions for Resolving the Space-Time Dependence of Slip on an Extended Fault, *Geophys. J.* **94**, 443–455.
- Olson, A. e Apsel, R. (1982). Finite Faults and Inverse Theory with Applications to the 1979 Imperial Valley Earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.* **72**, 1969–2001.
- Olson, A., Orcutt, J. e Frazier, G. (1984). The Discrete Wavenumber/Finite-Element Method for Synthetic Seismograms, *Geophys. J. R. Astr. Soc.* **77**, 421–460.
- Pathier, E., Fruneau, B., Deffontaines, B., Angelier, J., Chang, C., Yu, S. e Lee, C. (2003). Coseismic Displacements of the Footwall of the Chelungpu Fault Caused by the 1999, Taiwan, Chi-Chi Earthquake from InSAR and GPS Data, *Earth Planet. Sci. Lett.* **212**, 73–88.
- Peltzer, G., Crampé, F. e Rosen, P. (2001). The Mw 7.1, Hector Mine, California Earthquake: Surface Rupture, Surface Displacement Field, and Fault Slip Solution from ERS SAR Data, *R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes* **333**, 545–555.

- Peyrat, S. e Olsen, K. B. (2004). Nonlinear Dynamic Rupture Inversion of the 2000 Western Tottori, Japan, Earthquake, *Geophys. Res. Lett.* **31**, doi:10.1029/2003GL019058.
- Pro, M. C. (2002), Estudio Del Efecto de Directividad En la Forma de Ondas, PhD thesis, Universidad Compuense de Madrid.
- Reid, H. (1911). The Elastic-Rebound Theory of Earthquakes, *Bull. Dept. Geol. Sci* **6**, 413–444.
- Roussel, J. (1973). L'activité Sismique En Algérie de 1951-1970 Inclus, *Extracto do Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de l'Afrique du Nord* **64**, 185–210.
- Ruegg, J., Olcay, M. e Lazo, D. (2001). Co-, Post- and Pre(?) -Seismic Displacements Associated of 23 June 2001 from Continuos GPS Measurements, *Seismol. Res. Lett.* **72**, 673–678.
- Sambridge, M. (1999a). Geophysical Inversion with a Neighbourhood Algorithm I: Searchin Parameter Space, *Geophys. J. Int* **138**, 479–494.
- Sambridge, M. (1999b). Geophysical Inversion with a Neighbourhood Algorithm II: Appraising the Ensemble, *Geophys. J. Int.* **138**, 727–746.
- Sato, K. e Mori, J. (2001). Estimating Source Parameters of the Earthquake Swarm in Hida Mountains Region, Central Japan, Using Near-Field Waveforms., *Geophys. Res. Lett.* **28**, 1655–1658.
- Sato, T., Imaniski, K. e Kosuga, M. (1996). Three-Stage Rupture Process of the 28 December 1994 Sanriku-Oki Earthquake, *Geophys. Res. Lett.* **23**, 33–36.
- Scholz, C. H. (2002). *The Mechanics of Eartquakes and Faulting*, Cambridge University Press, Cambridge.
- Sekiguchi, H. e Iwata, T. (2002). Rupture Process of the 1999 Kocaeli, Turkey, Earthquake Estimated from Strong-Motion Waveforms, *Bull. Seism. Soc. Am.* **92**, 300–311.
- Tanioka, Y. e Ruff, L. (1997). Source Time Functions, *Seism. Res. Lett.* **68**, 386–297.

- Tarantola, A. (1987). *Inverse Problem Theory*, Elsevier, Amsterdam.
- Tavera, H. (1998), Mecanismo Focal de Los Terremotos En Perú Y Sismotectónica, PhD thesis, Universidad Complutense de Madrid.
- Tavera, H. (2002). Historia de un Terremoto Anunciado Para la Región Sur de Perú, in H Tavera, ed., *El Terremoto de la Region Sur de Peru Del 23 de Junio de 2001*, Instituto Geofísico del Peru-Centro Nacional de Datos Geofísicos, Lima-Peru, pp. 11–18.
- Tavera, H. e Buforn, E. (1998). Sismicidad Y Sismotectónica de Perú, *Física de la Tierra* **10**, 187–219.
- Tavera, H. e Buforn, E. (2001). Source Mechanism of Earthquakes in Peru, *Journal of Seismology* **5**, 519–539.
- Tavera, H., Buforn, E., Bernal, I., Antayhua, Y. e Vilacapona, L. (2002a). The Arequipa (Peru) Earthquake of June 23, 2001, *Journal of Seismology* **6**, 279–283.
- Tavera, H., Fernández, E. e Vilcapoma, L. (2002b). Intensidades Regionales Asociadas al Terremoto de Arequipa Del 23 de Junio de 2001, in H Tavera, ed., *Terremoto de la Región Sur de Perú Del 23 de Junio de 2001*, Instituto Geofísico del Peru-Centro Nacional de Datos Geofísicos, Lima- Peru, pp. 39–46.
- Thio, H. e Kanamori, H. (1996). Source Complexity of the 1994 Northridge and Its Relation to Aftershock Mechanisms, *Bull. Seism. Soc. Am.* **86**, S84–S92.
- Tibi, R., Estabrook, C. e Bock, G. (1999). The 1996 June 17 Flores Sea and 1994 March 9 Fiji-Tonga Earthquakes: Source Processes and Deep Earthquake Mechanisms, *Geophys. J. Int.* **138**, 625–642.
- Tsuboi, S., Komatitsch, D., Ji, C. e Tromp, J. (2003). Broadband Modeling of the 2002 Denali Fault Earthquake on Earth Simulator, *Phys. Earth. Plan. Int.* **139**, 305–312.
- Tumarkin, A. e Archuleta, R. (1994). Empirical Ground Motion Prediction, *Annali di Geofisica* **XXXVII**, 1691–1720.

- Udias, A. (1999). *Principles of Seismology*, Cambridge University Press, London.
- Udias, A. e Buforn, E. (1988). Single and Joint Fault-Plane Solutions from First Motion Data, *D. Doornbos (ed.), Seismological Algorithms. Academic Press, London* pp. 443–453.
- Vallée, M. (2003), Etude Cinématique de la Rupture Sismique En Champ Loin-tain Méthodes et Résolution, PhD thesis, Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique, Grenoble e Laboratoire de Détection Géophysique CEA, Paris.
- Vallée, M. e Bouchon, M. (2004). Imaging Coseismic Rupture in Far Field by Slip Patches, *Geophys. J. Int.* **156**, 615–630.
- Venkataraman, A. e Kanamori, H. (2004). Observational Constrainits on the Fracture Energy of Subduction Zone Earthquakes, *J. Geophys. Res.* **109**, doi:10.1029/2003JB002549.
- Venkataraman, A., Mori, J., Kanamori, H. e Zhu, L. (2000). Fine Structure of the Rupture Zone of the April 26 and 27, 1997, Northridge Aftershocks, *J. Geophys. Res.* **105**, 19085–19093.
- Virieux, J., Dechamps, A., Perrot, J. e Campos, J. (1994). Source Mechanisms and Near-Source Wave Propagation from Broadband Seismograms, *Annali di Geofisica XXXVII*, 1565–1590.
- Volterra, V. (1907). Sur L'équilibre Des Corps Elastiques Multiplement Connexes, *Ann. Sci. École Normal Supérieur de Paris* **24**, 401–517.
- Wald, D. e Heaton, T. (1994). Spatial and Temporal Distribution of Slip for the 1992 Landers, California, Earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.* **84**, 668–691.
- Wald, D., Heaton, T. e Hudnut, K. (1996). The Slip History of the 1994 Northridge, California, Earthquake Determined from Strong Motion, Teleseismic, GPS, and Leveling Data, *Bull. Seism. Soc. Am.* **86**, S49–S70.
- Wang, C. e Herrmann, R. B. (1980). A Numerical Study of P, SV and SH Wave Generation in a Plane Layered Medium, *Bull. Seism. Soc. Am.* **70**, 1015–1036.

- Wang, R. (1999). A Simple Orthonormalization Method for the Stable and Efficient Computation of Green's Functions, *Bull. Seis. Soc. Am.* **89**, 733–741.
- Wang, R., Martín, F. L. e Roth, F. (2003). Computation of Deformation Induced by Earthquakes in a Multi-Layered Elastic Crust - FORTRAN Programs ED-GRN/EDCMP, *Computers and Geosciences* **29**, 195–207.
- Yagi, Y. e Kikuchi, M. (2000). Source Rupture of the Kocaeli, Turkey, Earthquake of August 17, 1999, Obtained by Joint Inversion of Near-Field Data and Teleseismic Data, *Geophys. Res. Lett.* **27**, 1969–1972.
- Yagi, Y., Kikuchi, M. e Sagiya, T. (2001). Co-Seismic Slip, Post-Seismic Slip, and Aftershocks Associated with Two Large Earthquakes in 1996 in Hyuga-Nada, Japan, *Earth Planets Space* **53**, 793–803.
- Yagi, Y., Mikumo, T. e Pacheco, J. (2004). Source Rupture of the Tecomán, Colima, Mexico Earthquake of January 22, 2003, Determined by Joint Inversion of Teleseismic Body Wave and Near-Field Data, *submitted to Bull. Seism. Soc. Am.* .
- Yelles-Chaouche, A. K., Djellit, H. e Hamdache, M. (2003). The Boumerdes -Algiers (Algeria) Earthquake of May 21st, 2003 (Mw=6.8), *EMSC Newsletter* **20**, 3–5.
- Yelles, K., Lammali, K., Mahsas, A., Calais, E. e Briole, P. (2004). Coseismic Deformation of the May 21st, 2003, Mw=6.8 Boumerdes Earthquake, Algeria, from GPS Measurements, *Geophys. Res. Lett.* **31**, doi:10.1029/2004GL019884.
- Zhu, L. e Helmberger, V. (1996). Advancement in Source Estimation Techniques Using Broadband Regional Seismograms, *Bull. Seism. Soc. Am.* **86**, 1634–1641.

Apêndice A

Notas

Nota 1- Representação explícita do modelo de inversão de deslizamentos com amortecimentos entre sub-falhas

Nota 3 - Cálculo de erros do algoritmo DIRDOP

De acordo com a metodologia apresentada, os resultados decorrem fundamentalmente da inversão usada para calcular os parâmetros A e η do modelo. O foco dos erros está simultaneamente associado a dois factores: à qualidade dos dados que obviamente condiciona o rigor dos resultados e ao método de cálculo usado na determinação dos parâmetros. Em relação à estimativa de erro dos dois parâmetros que pretendemos estimar, direcção da ruptura e sua velocidade, está articulada com os anteriores através da teoria da propagação de erros.

Admitindo que os erros das leituras dos tempos (dados) seguem uma distribuição gaussiana e têm variância constante, σ^2 , a matriz de covariância associada aos resultados da inversão é dada por (Menke, 1984),

$$C = \sigma^2 [G^T G]^{-1}. \quad (\text{A.2})$$

Assim, o desvio padrão de cada um dos parâmetros invertidos é, $\sigma_A = \sqrt{C_{11}}$ e $\sigma_\eta = \sqrt{C_{22}}$.

Erro associado a v_{rH}

Analisando as equações de onde procede v_{eH} , (4.12) e (4.19), e aplicando a teoria geral da propagação dos erros tem-se, por (4.12),

$$\sigma_{v_{rH}} = \left| -\frac{R_0}{\Delta\tau_0'^{(est)} p_0} \right| \left| \sigma_{\tau_{\min}'^{(est)}} \right| + \left| \frac{\Delta\tau_{\min}'^{(est)} R_0}{\left(\Delta\tau_0'^{(est)}\right)^2 p_0} \right| \left| \sigma_{\Delta\tau_0'^{(est)}} \right|$$

em que, por (4.19),

$$\begin{aligned} \sigma_{\Delta\tau_{\min}'^{(est)}} &= \left| 1 - \cos\left(\varphi(\Delta\tau_{\min}') + \eta\right) \right| |\sigma_A| + \left| -A \sin\left(\varphi(\Delta\tau_{\min}') + \eta\right) \right| |\sigma_\eta| \\ \sigma_{\Delta\tau_0'^{(est)}} &= \left| 1 - \cos\left(\varphi(\Delta\tau_0') + \eta\right) \right| |\sigma_A| + \left| -A \sin\left(\varphi(\Delta\tau_0') + \eta\right) \right| |\sigma_\eta| \end{aligned}$$

Erro associado a γ , σ_γ

Como foi visto em §4.2, γ corresponde à direcção $\varphi(\Delta\tau'_{\min}) = \gamma$, portanto os erros associados à estimativa de γ e φ são iguais ($\sigma_\varphi = \sigma_\gamma$). De (4.19) e (4.21) tira-se,

$$\varphi_j = -\eta \pm \arccos\left(\frac{\Delta\tau'_j - \Delta\tau'_{\min} + A}{A}\right). \quad (\text{A.3})$$

Aplicando a teoria geral dos erros a (A.3) tira-se

$$\sigma_\varphi = \left|\frac{\partial\varphi}{\partial A}\right| |\sigma_A| + \left|\frac{\partial\varphi}{\partial\eta}\right| |\sigma_\eta|$$

em que

$$\begin{aligned} \frac{\partial\varphi}{\partial A} &= \pm \frac{1}{A^2} \frac{\Delta\tau_{\min} - \Delta\tau}{\sqrt{\frac{1}{A^2} (\Delta\tau_{\min} - \Delta\tau) (2A + \Delta\tau - \Delta\tau_{\min})}} \\ \frac{\partial\varphi}{\partial\eta} &= -1 \end{aligned}$$

Atendendo a que o azimute da velocidade de ruptura se verifica quando $\tau'_j = \tau'_{\min}$ e que nestas condições

$$\lim_{\tau' \rightarrow \tau_{\min}} \left|\frac{\partial\varphi}{\partial A}\right| = 0$$

vem,

$$\sigma_\varphi = \sigma_\eta$$

Nota 4 - Erros associados à estimativa da velocidade de ruptura e ângulo de mergulho

Parte-se do princípio que para além de v_{rH} e de γ , são conhecidos também os erros associados, $(\sigma_{v_{rH}})$ e (σ_γ) os quais são determinados por DIRDOP de acordo com a

metodologia apresentada na Nota 2 deste apêndice. Aplicando a teoria da propagação de erros a 4.15 e 4.16 obtém-se,

$$\begin{aligned} \sigma_{v_r} &= \left| \frac{1}{\cos \delta} \sqrt{\frac{1}{4} \cos 2\delta - \frac{1}{4} \cos 2\psi + \frac{1}{8} \cos (2\psi - 2\delta) + \frac{1}{8} \cos (2\psi + 2\delta) + \frac{3}{4}} \right| |\sigma_{v_{rH}}| + \\ &\left| \frac{1}{\cos \delta} v_{rH} \frac{\frac{1}{4} \sin 2\psi - \frac{1}{8} \sin (2\psi - 2\delta) - \frac{1}{8} \sin (2\psi + 2\delta)}{\sqrt{\frac{1}{4} \cos 2\delta - \frac{1}{4} \cos 2\psi + \frac{1}{8} \cos (2\psi - 2\delta) + \frac{1}{8} \cos (2\psi + 2\delta) + \frac{3}{4}}} \right| |\sigma_{\psi}| \text{ e} \\ \sigma_{\lambda_r} &= \left| (\cos \delta) \frac{\tan^2 \psi + 1}{\frac{1}{2} \cos 2\delta + \tan^2 \psi + \frac{1}{2}} \right| |\sigma_{\psi}|. \end{aligned}$$

Os valores de ψ e σ_{ψ} necessários para as estimativas dos erros de σ_{v_r} e σ_{λ_r} pelas equações atrás representadas podem calcular-se facilmente de 4.17, uma vez conhecidos o azimuth do traço da falha, ϕ , γ e σ_{γ} .

Nota 5 - Relação da queda de tensão com momento sísmico escalar e superfície de ruptura

A área de ruptura pode ser obtida a partir da frequência de esquina, f_c , de diagramas bi-logarítmicos de distribuição das amplitudes espectrais. Nos casos de grandes eventos cuja ruptura apresente comprimentos bastante superiores à camada sismogénica que ronda os 60km na crosta continental e 30km em crosta oceânica, o modelo que melhor responde é o de Haskell através das relações empíricas 3.6. Para situações de menores eventos pode considerar-se o modelo de Brune e a estimativa das dimensões da ruptura pode ser obtida da frequência de esquina pela relação 3.7.

A queda de tensão associada a um sismo, $\Delta\sigma$ relaciona-se com o deslizamento e com as dimensões da falha através da equação geral deduzida da elastodinâmica,

$$\Delta\sigma = C_G \mu \frac{\bar{D}}{L} \quad (\text{A.4})$$

em que C_G é uma constante que depende geometria da falha, μ o módulo de rigidez na zona considerada, \bar{D} o deslizamento médio produzido sobre a falha e L o comprimento da falha. O valor vulgarmente usado para a constante $C_G = 7\pi/16$. O que

dá, atendendo a 2.4 e considerando uma ruptura circular para efeitos de cálculo,

$$\Delta\sigma = \frac{M_0}{S^{3/2}} \frac{7\pi^{3/2}}{13} \quad (\text{A.5})$$

em que S é a área da ruptura. A equação A.5 embora obtida a partir de considerações sobre rupturas circulares é a equação habitualmente usada mesmo em grandes eventos (Venkataraman e Kanamori, 2004).

Apêndice B

Programa DIRDOP

```
PROGRAM DIRDOP
C=====VER. 1.4 - 05-2004=====C
C Programa para determinacao da directividade de rupturas C
C sísmicas , por utilizacao do efeito Doppler, a partir de C
C um conjunto de fases comuns numa distribuicao azimutal de C
C registos sísmológicos C
C=====BENTO CALDEIRA==2004==C
*****
*****DECLARACAO DE VARIAVEIS*****
*****
CHARACTER NAME(200)*4, EST(50)*4, A*1, B*1, COMM*40, STRING(20)*160
# , REG*24, TMAX*10, TMIN*10, ERRTAU*10, VH*10, ERRVH*10, AZV*10,
# ERRAZV*10, ALO*10, ALA*10, ADEL*10, IAZV*10, PROJ*50
# , NEST*4, IT*4, DI*10, UP1*10, US1*10
REAL*8 GFACT(500), PP0(500), DEPTH, vp0, P1(500), TAU(500)
# , LAT(200), LON(200), TAU_MIN, TAU_N(500), CSI(50)
# , MAX, MIN, PAR_A, ALFA, TET, TAU_AJ(500), MaY, miY, UP, US
REAL*8 ALAT(200), ALON(200), DELTA(200), ERR_TAU, ERR_VRH, VRH
# , AZ_VEL, ERR_AZVEL, DEL, IAZ_VEL, MX, MIS
# , FAI(200), G(50,2), D_TAU(500), ALONS, ALATS
```

```

#      , AZ_SINT(2000), TAU_SINT(2000), TAU_MAX, DELTA_ISOL
2 FORMAT('LAT=',F7.2,2X,'LON=',F7.2,' PROFUND=',F7.2
#      /'VELOCIDADE ONDAS P NA FONTE =',F7.2
#      /'=====')
#      /'ESTAC.',2X,'LONG.',2X,'LAT.',2X,'AZIMU.',2X,'P/R0',2X,'TAU'
#      /'=====')
4 FORMAT(A4,2(F8.2),F9.2,F8.3,F8.3)
RAD=3.1416/180.
*****
*****      ENTRADA DE DADOS      *****
*****more *****
PRINT *, 'Escreva o Nome do evento seguido de <RETURN>'
READ (5, '(a40)') COMM
PRINT *, 'LATITUDE (0-90), LONG.(0-360), PROFUNDIDADE(Km) '
READ(5,*) ALATS, ALONS, DEPTH
c      COMM='TURQUIA 1999'
c      ALATS=-16.14
c      ALONS=-73.31
c      DEPTH=40.

OPEN(13,FILE='dirdop.inp')
OPEN(14,FILE='estacoes.dat')
OPEN(15,FILE='jb.table')
OPEN(16,FILE='st_par')! FICHEIRO DE CONTROLO PARA APAGAR NO FIM
C
CALL GEOM(GFACT, PPO, DEPTH, VP0)
C
K=1
100 READ(14, '(a4,1x,2(f9.2,a1))',END=101) NAME(K),LAT(K),A,LON(K),B
IF(A.EQ.'S') LAT(K)=-LAT(K)
IF(B.EQ.'W') LON(K)=-LON(K)
K=K+1
GOTO 100
101 NET=K-1

K=1
105 READ(13, '(A4,1X,F6.2)',END=108) EST(K),TAU(K)
DO I=1,NET
IF(EST(K).EQ.NAME(I)) THEN
ALAT(K)=LAT(I)
ALON(K)=LON(I)
END IF
END DO
K=K+1
GOTO 105
108 N_EST=K-1
*=====
*      PRE PROCESSAMENTO DE DADOS      *
*Transforma os dados que foram lidos do ficheiro
*de entrada dirdop.inp em dados no formato para
*processados

```

```

*
*=====
      T0=ALATS*RAD
      DO 110 K=1,N_EST
      DFAI=(ALON(K)-ALONS)*RAD
      T1=ALAT(K)*RAD
      C0=COS(T0)
      C1=COS(T1)
      S0=SIN(T0)
      S1=SIN(T1)
      C2=COS(DFAI)
      S2=SIN(DFAI)
      D1=C0*C1*C2+S0*S1
      DELTA(K)=ACOS(D1)/RAD
      A1=C1*S2
      A2=S1*C0-S0*C1*C2
      FAI(K)=ATAN2(A1,A2)/RAD
110  IF(FAI(K).LT.0) FAI(K)=360+FAI(K)
C   << PRINTING >>
C
      WRITE(16,'(a40)') COMM
      WRITE(16,2) ALATS,ALONS,DEPTH,VPO
C
      DO 140 K=1,N_EST
      IDELT=DELTA(K)
      P1(K)=PPO(IDELT)
140  WRITE(16,4) EST(K),ALON(K),ALAT(K),FAI(K),P1(K),TAU(K)
      CLOSE(13)
      CLOSE(14)
      CLOSE(15)
      CLOSE(16)

C
C
*****
*****VALORES PRELIMINARES DA INVERSÃO*****
*****
      CALL MINIMO(TAU,N_EST,TAU_MIN,INDEX)
      AZ_VEL=FAI(INDEX)
      AZ_VDADOS=AZ_VEL
      VRH=3.
      P0_R=P1(1)
      DO I=1,N_EST
      TET=ABS(AZ_VEL-FAI(I))
      CSI(I)=(1-VRH*P0_R*COS(TET*RAD))/(1-VRH*P1(I)*COS(TET*RAD))
      TAU_N(I)=TAU(I)*CSI(I)
      END DO
      CALL MAXIMO(TAU_N,N_EST,MAX,INDEX)
      CALL MINIMO(TAU_N,N_EST,MIN,INDEX)

      PAR_A=(MAX-MIN)/2.
      ALFA=180-FAI(INDEX)

```

```

C
C
C
*****
*****          PROCESSO ITERATIVO DE INVERSÃO          *****
*****
* CALCULO DA COMPONENTE HORIZONTAL DA VELOCIDADE DE RUPTURA E DA *****
* DIRECÇÃO DE PROPAGACAO DA RUPTURA, A PARTIR DE INFORMAÇÃO DOS *****
* INTERVALOS DE TEMPO ENTRE DOIS SUB-EVENTOS REGISTRADOS NUM CON- *****
* JUNTO DE ESTACOES SITUADAS A VOLTA DO EVENTO MAS A DIFERENTES *****
* DISTANCIAS. POR ISSO E NECESSARIO NORMALIZAR. CONTUDO A NORMA- *****
* LIZACAO DEPENDE DOS PARAMETROS QUE SE PRETENDEM ESTIMAR E DEVE *****
* OBEDECER A UMA EQUACAO NAO LINEAR CONHECIDA. ESTAS CONTINGEN- *****
* CIAS CONDUZEM AO PROCESSO ITERATIVO E DE INVERSÃO QUE SE SE- *****
* GUEM. A SOLUÇÃO DA INVERSAO E OBTIDA ATRAVES DO METODO DOS *****
* MINIMOS QUADRADOS DE MODELOS NAO LINEARES SEGUNDO EQ. 9.15 DO *****
* LIVRO DE INVERSAO DO MENKE PAG. 153. *****
*****
      ITER=20
      PRINT *, 'ITERAÇÃO      VH +- ERRO (VH)      AZ (VH) +-ERRO (AZ) '
      PRINT *, '              (KM/S)              (GRAUS)      '
      PRINT *, '===== '
      DO I=1, ITER
        DO J=1, N_EST
          TET=ABS(AZ_VEL-FAI(J))
          CSI(J) = (1-VRH*P0_R*COS(TET*RAD)) / (1-VRH*P1(J)*COS(TET*RAD))
          TAU_N(J)=TAU(J)*CSI(J)
        END DO
        CALL MINIMO(TAU_N, N_EST, MIN, INDEX)
        DO J=1, 3500
          DO K=1, N_EST
            G(K,1)=1+COS((FAI(K)*RAD)+(ALFA*RAD))
            G(K,2)=-PAR_A*SIN((FAI(K)+ALFA)*RAD)
            TAU_AJ(K)=(MIN+PAR_A)+(PAR_A*COS((FAI(K)+ALFA)*RAD))
          ENDDO
* CALCULO DA MATRIZ PRODUTO GTG
          GTG11=0
          GTG12=0
          GTG21=0
          GTG22=0
          DO K=1, N_EST
            GTG11=GTG11+G(K,1)*G(K,1)
            GTG12=GTG12+G(K,1)*G(K,2)
            GTG21=GTG21+G(K,2)*G(K,1)
            GTG22=GTG22+G(K,2)*G(K,2)
          END DO
* CALCULO DA INVERSA DE GTG
          DET=(GTG11*GTG22)-(GTG12*GTG21)
          GTGI11=GTG22/DET
          GTGI12=-GTG12/DET
          GTGI21=-GTG21/DET

```

```

      GTGI22=GTGI11/DET
*CALCULO DE D_TAU=(TAU_N)-(TAU_AJ)
      DO K=1,N_EST
          D_TAU(K)=(TAU_N(K)-TAU_AJ(K))
      END DO
*PRODUTO DE (GT)*D_TAU
      GTDTAU11=0
      GTDTAU21=0
      DO K=1,N_EST
          GTDTAU11=GTDTAU11+G(K,1)*D_TAU(K)
          GTDTAU21=GTDTAU21+G(K,2)*D_TAU(K)
      END DO
*PRODUTO QUE DA DM, EM QUE DM11=PAR_A E DM21=ALFA
      PAR_A=PAR_A+(GTGI11*GTDTAU11+GTGI12*GTDTAU21)
      ALFA=ALFA+(GTGI21*GTDTAU11+GTGI22*GTDTAU21)
      END DO
C---FIM DO CICLO ITERATIVO DE DETERMINAÇÃO DE A E ALFA

      CALL MINIMO(TAU_AJ,N_EST,TAU_MIN,INDEX)
      DO J=1, 360*4
          AZ_SINT(J)=J/4
          TAU_SINT(J)=(TAU_MIN+PAR_A)+PAR_A*COS((J/4+ALFA)*RAD)
      END DO
* CALCULOS FINAIS
C      CALL MAXIMO(TAU_N,N_EST,TAU_MAX,INDEX)
C      TAU_0=TAU_MIN+(TAU_MAX-TAU_MIN)/2.

      CALL MAXIMO(TAU_SINT,360*4,TAU_MAX,INDEX)
C      AZ_TAUMAX=AZ_SINT(INDEX)
      CALL MINIMO(TAU_SINT,360*4,TAU_MIN,INDEX)
      TAU_0=TAU_MIN+(TAU_MAX-TAU_MIN)/2.
      VRH=(1-(TAU_MIN/TAU_0))/PO_R
      AZ_VEL=AZ_SINT(INDEX)
*****
*****C A L C U L O   D E   E R R O S*****
*****
C--CALCULO OD ERROS A E ALFA (ERR_A E ERR_ALFA)
      ERR_TAU=0.5
C-A VARIÁVEL ERR_TAU O ERRO ESTIMADO PARA OS DADOS LIDOS NOS SISMOGRAMAS
      ERR_A=SQRT(ERR_TAU*ERR_TAU*GTGI11)
      ERR_ALFA=SQRT(ERR_TAU*ERR_TAU*GTGI22)
C-PROPAGAÇÃO DE ERROS PARA CALCULAR ERR_VRH E ERR_AZVEL
      ERR_TAUMIN=ABS(1-COS((AZ_VEL+ALFA)*RAD))*ABS(ERR_A)+ABS(
#      -PAR_A*SIN((AZ_VEL+ALFA)*RAD))*ABS(ERR_ALFA)
      ERR_TAUMAX=ABS(1-COS((AZ_TAUMAX+ALFA)*RAD))*ABS(ERR_A)+ABS(
#      -PAR_A*SIN((AZ_TAUMAX+ALFA)*RAD))*ABS(ERR_ALFA)

      IF(AZ_VEL.GE.180) THEN
          AZ_TAU0=AZ_VEL-90
      ELSE
          AZ_TAU0=AZ_VEL+90
      ENDIF

```



```

ERR_TAU0=ABS(1-COS((AZ_TAU0+ALFA)*RAD))*ABS(ERR_A)+ABS
# (-PAR_A*SIN((AZ_TAU0+ALFA)*RAD))*ABS(ERR_ALFA)

ERR_VRH=ABS(1/(TAU_0*PO_R))*ABS(ERR_TAUMIN)+ABS(TAU_MIN/
# (TAU_0*TAU_0*PO_R))*ABS(ERR_TAU0)

PARCELA=ABS(1/SQRT(ABS(2*PAR_A*TAU_MAX-2*PAR_A*TAU_MIN+
# 2*TAU_MIN*TAU_MAX-PAR_A**2-TAU_MIN**2-TAU_MAX**2+1)))

ERR_AZVEL=(ABS(ERR_ALFA)+PARCELA*ABS(ERR_A)+PARCELA*ABS(
# ERR_TAUMIN)+PARCELA*ABS(ERR_TAUMAX))/RAD

500   FORMAT(3X,I2,8X,2(F4.2,2X),6X,F5.1,2X,F5.1)
      WRITE(*,500)I,VRH,ERR_VRH,AZ_VEL,ERR_AZVEL

      END DO
CCC*****CCC
CCC          TRACADO DO GRAFICO PELO GMT          CCC
CCC*****CCC
C SAIDAS PARA FICHEIRO DOS GRAFICOS
  OPEN (17,FILE='tau.d')
  OPEN (18,FILE='tau_aj.d')
  OPEN (20,FILE='cruz.d')
  OPEN (21,FILE='textos.d')
  OPEN (22,FILE='tau2.d')

C ESCOLHA DOS LIMITES DO GRAFICO
  CALL MAXIMO(TAU,N_EST,TAU_MAX,INDEX)
  CALL MAXIMO(TAU_N,N_EST,MX,INDEX)
  IF(MX.GT.TAU_MAX) TAU_MAX=MX
  CALL MAXIMO(TAU_SINT,360*4,MX,INDEX)
  IF(MX.GT.TAU_MAX) TAU_MAX=MX
  CALL MINIMO(TAU,N_EST,TAU_MIN,INDEX)
  CALL MINIMO(TAU_N,N_EST,MX,INDEX)
  IF(MX.LT.TAU_MIN) TAU_MIN=MX
  CALL MINIMO(TAU_SINT,360*4,MX,INDEX)
  IF(MX.LT.TAU_MIN) TAU_MIN=MX
67   FORMAT(F5.1,1X,F5.2,1X,F3.2,1X,F3.2,1X,A1)

C- ESCREVE EM FICHEIRO OS VALORES DE TAU E TAU_N
  DO I=1, N_EST
    WRITE (17,67)FAI(I),TAU(I),.15,3,'c'
    WRITE (22,67)FAI(I),TAU_N(I),.3,1,'i'
  END DO
  WRITE(17,67)30.,TAU_MAX+(TAU_MAX-TAU_MIN)*22.5/65.,1,.5,'c'
  WRITE(22,67)30.,TAU_MAX+(TAU_MAX-TAU_MIN)*17.5/65.,1,.5,'i'

C- ESCREVE EM FICHEIRO OS VALORES DE TAU_SINT
  DO I=1,360*4
    WRITE(18,67),AZ_SINT(I),TAU_SINT(I)

```

```

END DO
Write(18,'(a1)')>'
WRITE(18,67)20.,TAU_MAX+(TAU_MAX-TAU_MIN)*12.5/65.
WRITE(18,67)40.,TAU_MAX+(TAU_MAX-TAU_MIN)*12.5/65.
C- ESCREVE EM FICHEIRO AS COORDENADAS DA CRUZ
CALL MINIMO(TAU_SINT,360*4,MIS,INDEX)
WRITE(20,*)0,MIS
WRITE(20,*)AZ_VEL+25.,MIS
Write(20,'(a1)')>'
WRITE(20,*)AZ_VEL,MIS-(TAU_MAX-TAU_MIN)*.4
WRITE(20,*)AZ_VEL,MIS+(TAU_MAX-TAU_MIN)*.05
68 FORMAT (I3,1X,F5.1,1X,I2,1X,I1,1X,I1,1X,I1,1X,A160)
WRITE(21,68)45,TAU_MAX+(TAU_MAX-TAU_MIN)*22.5/65.,9,0,8,1,'
#Tau lido'
WRITE(21,68)45,TAU_MAX+(TAU_MAX-TAU_MIN)*17.5/65.,9,0,8,1,'
#Tau normalizado'
WRITE(21,68)45,TAU_MAX+(TAU_MAX-TAU_MIN)*12.5/65.,9,0,8,1,'
#Tau ajustado'
call R2A(ERR_TAU,ERRTAU,1)
n=len_trim(ERRTAU)
WRITE(21,68)180,TAU_MAX+(TAU_MAX-TAU_MIN)*22.5/65.,9,0,8,1
#      , 'Erro de leitura= '//ERRTAU(1:n)//' s'
call R2A(ERR_VRH,ERRVH,2)
call R2A(VRH,VH,1)
n=len_trim(ERRVH)
m=len_trim(VH)
WRITE(21,68)180,TAU_MAX+(TAU_MAX-TAU_MIN)*17.5/65.,9,0,8,1
#      , 'VH= '//VH(1:m)//' +- '//ERRVH(1:n)//' Km/s'
call R2A(AZ_VEL,AZV,1)
call R2A(ERR_AZVEL,ERRAZV,2)
n=len_trim(AZV)
m=len_trim(ERRAZV)
WRITE(21,68)180,TAU_MAX+(TAU_MAX-TAU_MIN)*12.5/65.,9,0,8,1
#      , 'AZ= '//AZV(1:n)//' +- '//ERRAZV(1:m)//' graus'
WRITE(21,68)180,TAU_MAX+(TAU_MAX-TAU_MIN)*26.5/65.,11,0,9,1
#      , 'RESULTADOS E ERROS'
WRITE(21,68)45,TAU_MAX+(TAU_MAX-TAU_MIN)*26.5/65.,11,0,9,1
#      , 'LEGENDA'
WRITE(NEST,*) N_EST
WRITE(21,68)180,TAU_MAX+(TAU_MAX-TAU_MIN)*7.5/65.,9,0,8,1
#      , 'N REGISTOS ='//NEST
WRITE(IT,*) ITER
WRITE(21,68)180,TAU_MAX+(TAU_MAX-TAU_MIN)*2.5/65.,9,0,8,1
#      , 'N ITERACOES ='//IT

CLOSE(17)
CLOSE(18)
CLOSE(20)
CLOSE(21)
CLOSE(22)

```

```

MaY=(TAU_MAX+(TAU_MAX-TAU_MIN)*30./65.)
miY=(TAU_MIN-(TAU_MAX-TAU_MIN)*5./65.)

CALL R2A(MaY,TMAX,2)
CALL R2A(miY,TMIN,2)
n=len_trim(TMAX)
m=len_trim(TMIN)
REG='0/360/'//TMIN(1:m)//'/'//TMAX(1:n)
C- CONSTRUCAO DO SCRIPT GMT
STRING(1)='gmtset HEADER_FONT_SIZE 14 LABEL_FONT_SIZE 10'

UP=(MaY-miY)/5.
US=UP/5.
CALL R2A(UP,UP1,1)
CALL R2A(US,US1,1)
n=LEN_TRIM(UP1)
m=LEN_TRIM(US1)
STRING(2)='psxy tau.d -JX15/10 -Ba45f15:"Azimute":/a'//UP1(1:n)
# //'f'//US1(1:m)//':"Tau(s) ":WS -S.3 -R'//REG//' -P -K> XX.PS'
STRING(3)='psxy tau2.d -JX15/10 -S.3 -G1 -R -O -K >> XX.PS'

STRING(4)='psxy tau_aj.d -R -JX15/10 -O -M -K -W7 >> XX.PS'

STRING(5)='psxy cruz.d -R -JX15/10 -O -B:."": -K -M -W.1
# >> XX.PS'

STRING(6)='pstext textos.d -R -JX15/10 -O -K >> XX.PS'

STRING(7)='echo "0 0.1 12 0 22 1 Evento: '//COMM//'"
# | pstext -R0/10/0/5 -JX15/10 -O -K -Y10>> XX.PS'

STRING(8)='echo "0.3 0 8 90 22 1'//
# ' DIRDOP 2002 - Directividade por efeito DOPpler"
# | pstext -R0/15/0/10 -JX15/10 -O -K -X15 -Y-10>> XX.PS'

***** MAPA DAS ESTAÇÕES USADAS
CALL R2A(ALONS,ALO,2)
CALL R2A(ALATS,ALA,2)
n=LEN_TRIM(ALO)
m=LEN_TRIM(ALA)
PROJ='-JS'//ALO(1:n)//'/'//ALA(1:m)//'/'/12c'
STRING(9)='pscoast -O -K -Y12 -R-180/180/-90/90 -N1 -A5000
# -W -S245 -X-14 '//PROJ//' >>XX.PS'
STRING(10)='psbasemap -JS0/-90/12c -R -Ba30g30/g15
# -O -K >> XX.PS'
STRING(11)="awk '{print $2,$3 }' st_par |psxy -O -K -N -R -St.3
# -G0 -W3 -H6 '//PROJ//' >>XX.PS"
STRING(12)="awk '{print $2+2,$3+4,9,0,0,6, $1 }' st_par |pstext
# -K -O -N -JS -R -G0 -H6 >> XX.PS"
STRING(13)='echo "'//ALO//' '// ALA//'" |psxy -O -K -JS -R -Sa.4

```

```

# -W10/255/0/0 >> XX.PS'
  STRING(14)="awk '{print $2, $3, $6}' st_par |blockmean -H6 -R
# -I50m >isol.xyt"
  STRING(15)='surface isol.xyt -H6 -R -I30m -T.5 -C.1
# -L -Gisol.grd'
*****DEFINE O INTERVALO ENTRE ISOLINHAS*****
  CALL MAXIMO(TAU, N_EST,TAU_MAX,INDEX)
  CALL MINIMO(TAU,N_EST,TAU_MIN,INDEX)
  DELTA_ISOL=(TAU_MAX-TAU_MIN)/20.
  CALL R2AI(DELTA_ISOL,DI,2)
  n=LEN_TRIM(DI)
  write(*,*) TAU_MAX, TAU_MIN, DELTA_ISOL, DI, n
*****
  STRING(16)='grdcontour isol.grd -P -O -K -A'//DI(1:n)//
# 'f8/245 '//PROJ//' -R -Wa2 -T>> XX.PS'
  STRING(17)='echo "'//ALO//' '// ALA//' '//AZV//' 6"
# |psxy -O -K -JS -R -SV0.01c/0.01c/.01c -W2ta >>
# XX.PS'
  IAZ_VEL=AZ_VEL+180.
  CALL R2A(IAZ_VEL,IAZV,1)
  STRING(18)='echo "'//ALO//' '// ALA//' '//IAZV//' 6"
# |psxy -O -K -JS -R -SV0.01c/0.01c/.01c -W2ta >>
# XX.PS'
  STRING(19)='echo "'//ALO//' '// ALA//' '//AZV//' 2.5"
# |psxy -O -JS -R -SV -W6/0/0/255 >> XX.PS'

  STRING(20)='gv XX.PS'
  DO I=1 , 20
    CALL SYSTEM(STRING(I))
  ENDDO

  END
*****
***** S U B R O T I N A S *****
*****
C
  SUBROUTINE GEOM(GFACT,PP0,H,VP00)
* << DELTA VERSUS IH CURVE >>
  IMPLICIT REAL*8 (A-H)
  IMPLICIT REAL*8 (O-Z)
  DIMENSION DELTA(500),V(1000),Q(200),R(1000)
  DIMENSION VV(200),TIH(500),GFACT(500),PP0(500)
  READ(15,*)
  READ(15,*) DH1,NDEP1,DH,NDDH
  READ(15,*) (VV(I),I=1,NDEP1)
  READ(15,*) (Q(I),I=1,NDEP1)
  NDEP=NDDH*(NDEP1-1)
  DO 11 I=2,NDEP1
  DO 11 J=1,NDDH
  IJ=NDDH*(I-2)+J
  V(IJ)=VV(I-1)+(VV(I)-VV(I-1))/DH1*DH*FLOAT(J)
11 CONTINUE

```

```

C
  RAD=3.1415926/180.
  L=H/DH+1.
  VP00=V(L)
  ir=1
  ir0=1
* Moho-to-Moho ray-path
  if(ir0.eq.1) then
    L=11
    ir=L
  endif
  R0=6370.

  RH=R0-H
  DO 9 I=1,NDEP
9 R(I)=R0-DH*FLOAT(I)

C
  DO 100 J=1,180
  TH=RAD*FLOAT(J)*0.5
  P=RH*SIN(TH)/V(L)
  PA=P*V(NDEP)/R(NDEP)
  DEL=0.
  IF(PA.LE.1.) GOTO 90
  R1=RH
  R2=R(L)
  I=L
10 PA=P*V(I)/R1
  IF(PA.GE.1.) GOTO 20
  DEL1=DASIN(PA)
  PA=P*V(I)/R2
  IF(PA.GE.1.) THEN
    DEL2=3.141593/2.
    DEL=DEL+DEL2-DEL1
    GOTO 20
  ELSE
    DEL2=DASIN(PA)
    DEL=DEL+DEL2-DEL1
    R1=R(I)
    I=I+1
    R2=R(I)
    GOTO 10
  END IF
20 DEL=DEL*2.
  R2=RH
  I=L-1
  IF(I.EQ.ir-1) GOTO 30
  R1=R(I)
25 DEL1=DASIN(P*V(I)/R1)
  DEL2=DASIN(P*V(I)/R2)
  DEL=DEL+DEL2-DEL1
  R2=R1
  I=I-1

```



```

        IF(I.EQ.ir-1) GOTO 30
        R1=R(I)
        GOTO 25
    30 DEL=DEL+DASIN(P*V(ir)/R0)-DASIN(P*V(ir)/R2)
        GOTO 99
    90 DEL=3.141593
    99 CONTINUE
    100 DELTA(J)=DEL
C
        DO 200 J= 5,125
        DEL=RAD*FLOAT(J)
        I=1
    110 CONTINUE
        IF(DEL.GT.DELTA(I)) THEN
            M=I-1
            GOTO 120
        ELSE
            I=I+1
            GOTO 110
        END IF
    120 T1H(J)=M+(DELTA(M)-DEL)/(DELTA(M)-DELTA(M+1))
        T1H(J)=T1H(J)*0.5
    200 CONTINUE
        DO 300 J=1,115
C        DT1H=(2.*T1H(J-4)+T1H(J-2)-T1H(J+2)-2.*T1H(J+4))/20.
        DT1H=0.
        DO 301 KK=-15,15
    301 DT1H=DT1H+KK*T1H(J-KK)
        DT1H=DT1H/2480
        SH=SIN(T1H(J)*RAD)
        PP0(J)=SH/V(L)
        PP=V(ir)*PP0(J)
        CS0=SQRT(1.-PP*PP)
        SDEL=SIN(FLOAT(J)*RAD)
        GG=V(L)*SH*DT1H/V(ir)/SDEL/CS0
C        G=SQRT(GG)/R0*1.E5
    300 GFACT(J)=SQRT(GG)/R0*1.E5
        END

C
C
        SUBROUTINE MAXIMO(VECT,N,MAX,INDICE)
        DIMENSION VECT(2000)
        REAL*8 MAX,VECT

        INDICE=1
        MAX=VECT(INDICE)
        DO I=2,N
            IF(VECT(I).GT.MAX) THEN
                MAX=VECT(I)
                INDICE=I
            END IF
        END DO
    END SUBROUTINE MAXIMO

```

```

        END IF
    END DO
    END
C
C
    SUBROUTINE MINIMO (VECT,N,MIN,INDICE)
    REAL*8 MIN,VECT(2000)
    INDICE=1
    MIN=VECT(INDICE)
    DO I=2,N
        IF (VECT(I).LT.MIN) THEN
            MIN=VECT(I)
            INDICE=I
        END IF
    ENDDO
    END
C*****
C*TRANSFORMA REAL (R) EM TEXTO (A), COM D CASAS DECIMAIS
C*****
    SUBROUTINE R2A(R,A,D)
    CHARACTER A*10,AI*10,AF*10
    REAL*8 R
    INTEGER D,FR,IR,NAI,NAF
    IR=INT(R)
    FR=10**D*(ABS(R)-ABS(IR))
    WRITE(AI,*) IR
    WRITE(AF,*) FR
    NAI=LEN_TRIM(AI)
    NAF=LEN_TRIM(AF)
    A=AI(2:NAI)//'.'//AF(2:NAF)
    END
C*****
C*TRANSFORMA REAL (R) EM TEXTO (A), COM D CASAS DECIMAIS (para isolinhas)
C*****
    SUBROUTINE R2AI(R,A,D)
    CHARACTER A*10,AI*10,AF*10
    REAL*8 R
    INTEGER D,FR,IR,NAI,NAF
    IR=INT(R)
    FR=10**D*(ABS(R)-ABS(IR))
    WRITE(AI,*) IR
    WRITE(AF,*) FR
    NAI=LEN_TRIM(AI)
    NAF=LEN_TRIM(AF)
    A=AI(2:NAI)//'.'//AF(2:NAF)
    if (FR.LT.10) THEN
        A=AI(2:NAI)//'.0'//AF(2:NAF)
        WRITE(*,*)AF
    ENDIF
    END

```

Apêndice C

Dados usados nos testes a DIRDOP procedentes de sismogramas sintéticos

A tabela representada na página seguinte apresenta as medidas dos intervalos entre fases comuns assinaladas nos sismogramas sintéticos representados nas figuras 4.10, 4.11, 4.12, 4.13, 4.14 e 4.15, referentes às 6 situações ensaiadas. Os resultados da aplicação de DIRDOP a estes dados encontram-se representados nas figuras 4.16, 4.17, 4.18, 4.19, 4.20 e 4.21 e resumidos na tabela 4.2.

**TABELA DE VALORES RETIRADOS DOS SISMOGRAMAS
SINTÉTICOS USADOS PARA TESTAR DIRDOP**

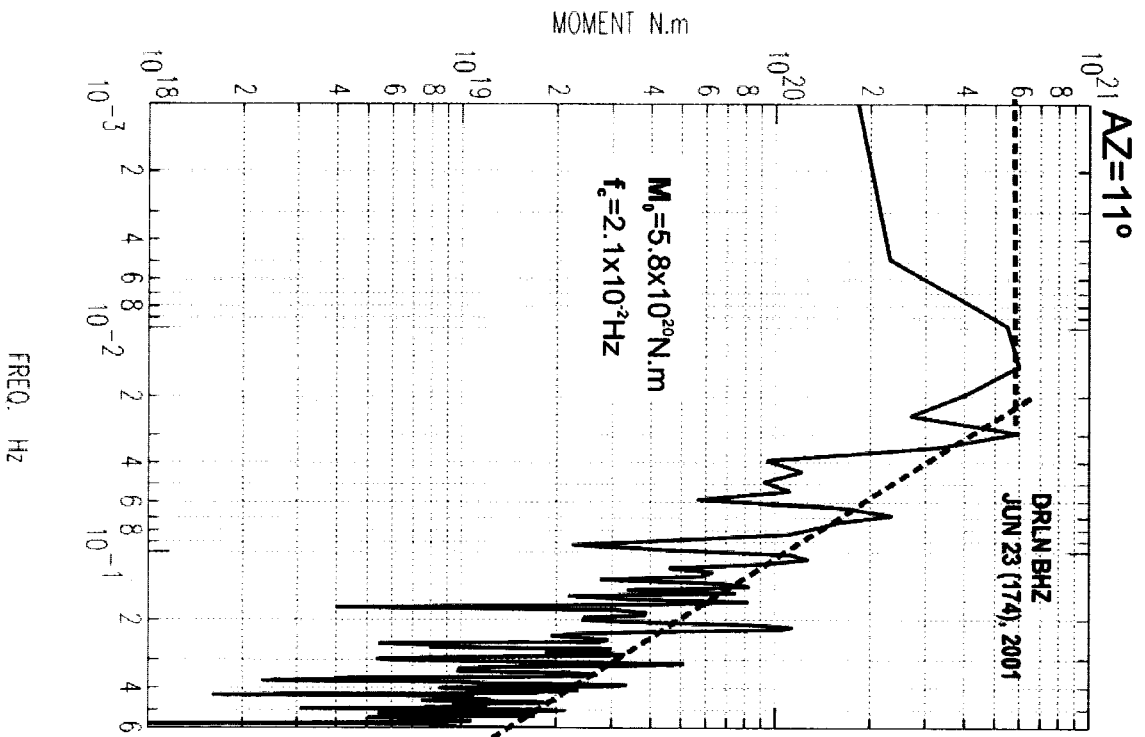
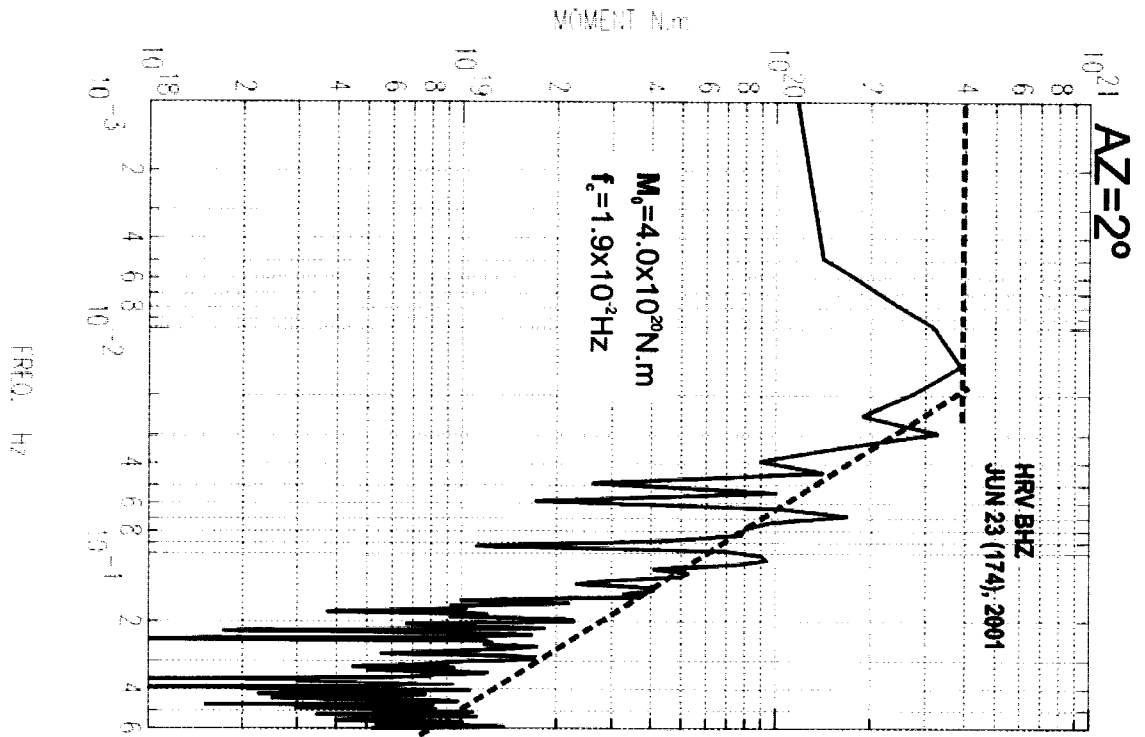
Pontos de observação		Intervalos medidos nas situações ensaiadas						
#	φ ($^{\circ}$)	S1 (s)	S2 (s)	S3 (s)	S4 (s)	S5 (s)	S6 ^(I) (s)	S6 ^(II) (s)
1	0	8.1	6.9	7.0	8.3	7.7	7.7	9.8
2	15	7.5	6.9	7.1	7.7	7.7	7.1	10.2
3	30	7.3	7.1	7.1	7.7	7.6	6.6	10.5
4	45	7.0	7.2	7.3	7.7	7.5	6.3	10.8
5	60	6.9	7.6	7.8	7.2	7.4	6.0	11.0
6	75	6.9	8.1	8.0	7.4	7.7	6.0	11.0
7	90	7.0	8.6	8.4	7.7	8.0	6.3	10.8
8	105	7.3	9.3	8.8	8.0	7.9	6.7	10.6
9	120	7.6	9.7	9.6	7.9	8.7	7.1	10.2
10	135	7.9	10.2	10.3	8.6	8.8	7.7	9.8
11	150	8.7	10.5	10.6	8.7	9.3	8.5	9.2
12	165	9.2	10.7	10.8	9.3	9.6	9.2	8.6
13	180	9.7	10.8	10.9	9.8	9.8	9.8	7.7
14	195	10.1	10.8	10.8	9.9	10.0	10.2	7.0
15	210	10.5	10.7	10.8	10.1	10.2	10.4	6.5
16	225	10.6	10.5	10.6	10.5	10.4	10.5	6.4
17	240	10.7	10.1	10.2	10.9	10.0	10.6	6.3
18	255	10.7	9.9	9.6	10.3	10.0	10.6	6.3
19	270	10.6	9.4	8.9	10.3	9.9	10.5	6.4
20	285	10.5	8.7	8.5	10.2	9.4	10.4	6.5
21	300	10.0	8.0	8.2	9.9	9.1	10.2	7.0
22	315	9.7	7.6	7.8	9.6	8.9	9.8	7.7
23	330	9.3	7.3	7.4	9.3	8.6	9.2	8.6
24	345	8.7	7.0	7.2	8.9	7.9	8.4	9.2

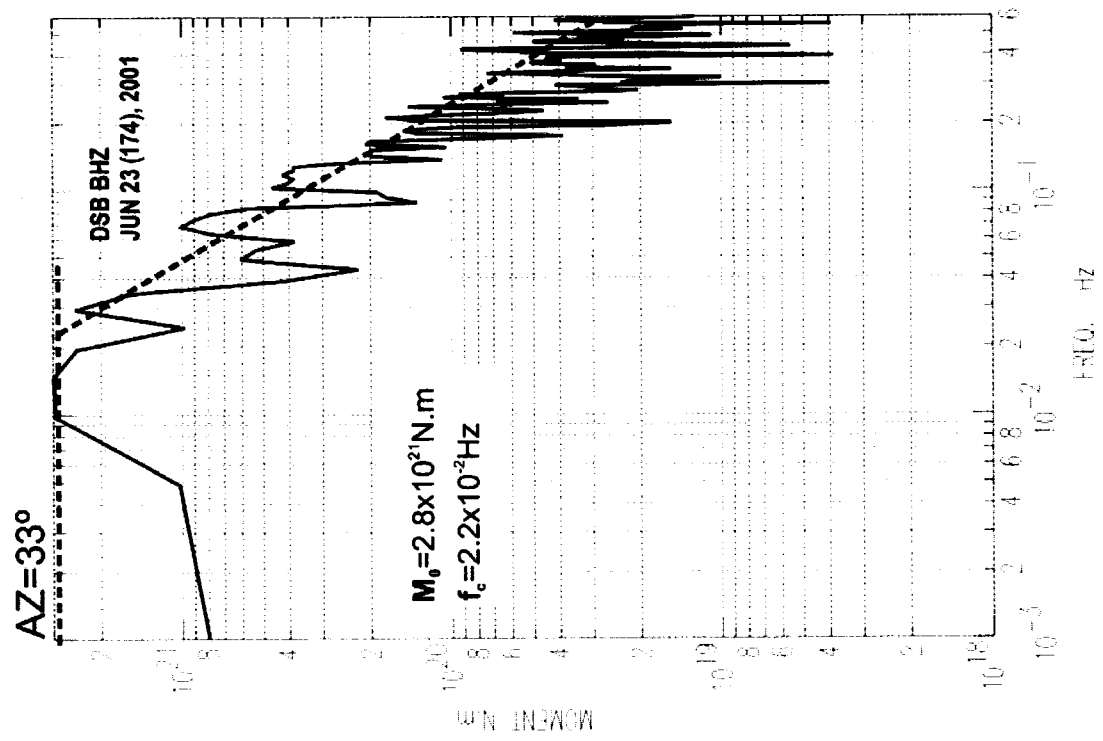
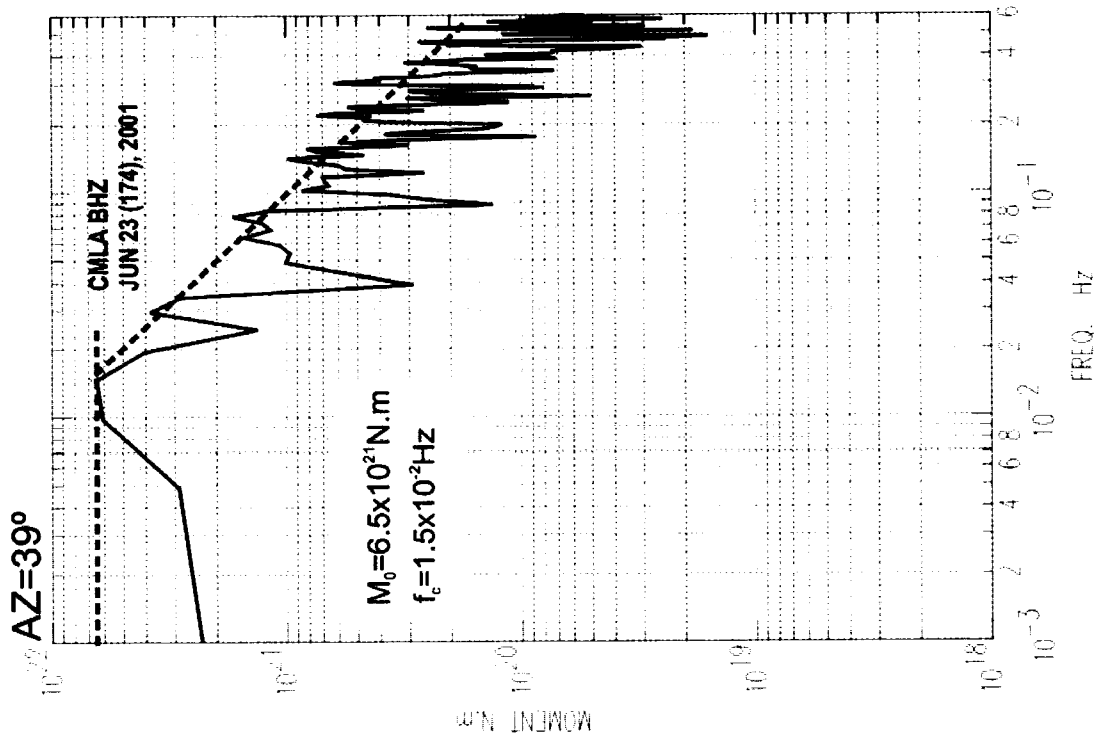
Nota: A situação S6 modela uma ruptura bilateral em que: S6^(I) representa os intervalos relativos à primeira fase da ruptura, no sentido positivo da direcção do azimute da falha; S6^(II) representa os intervalos relativos à segunda parte da ruptura que ocorre em sentido oposto ao do primeiro.

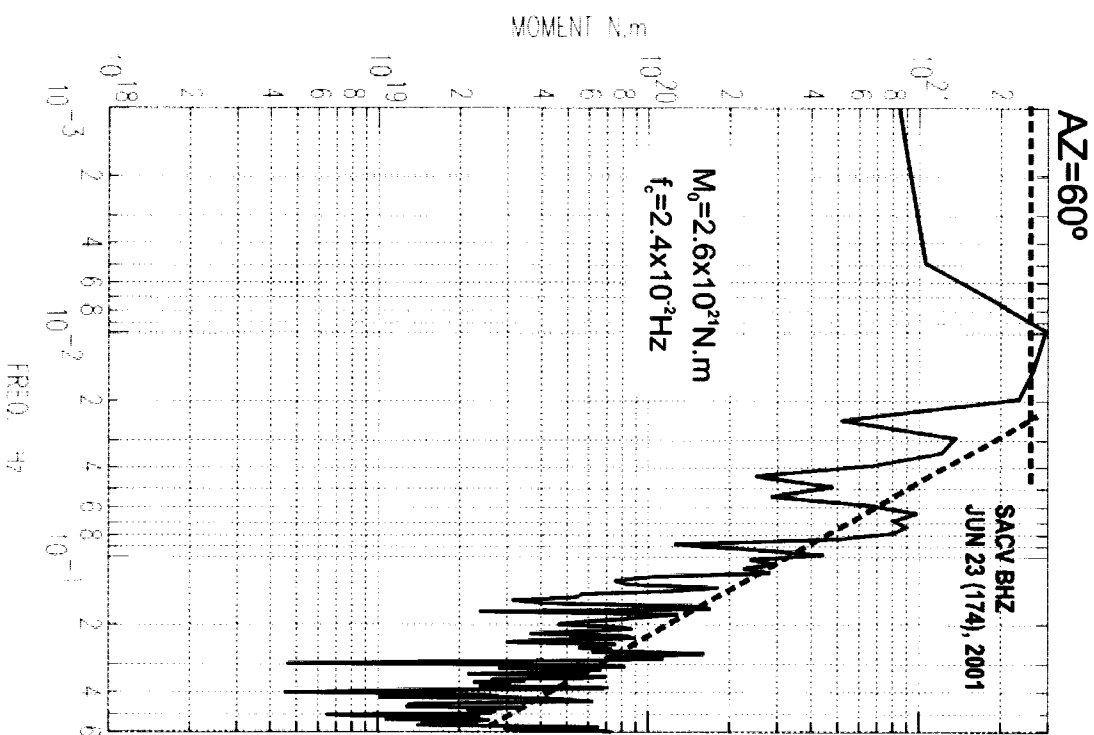
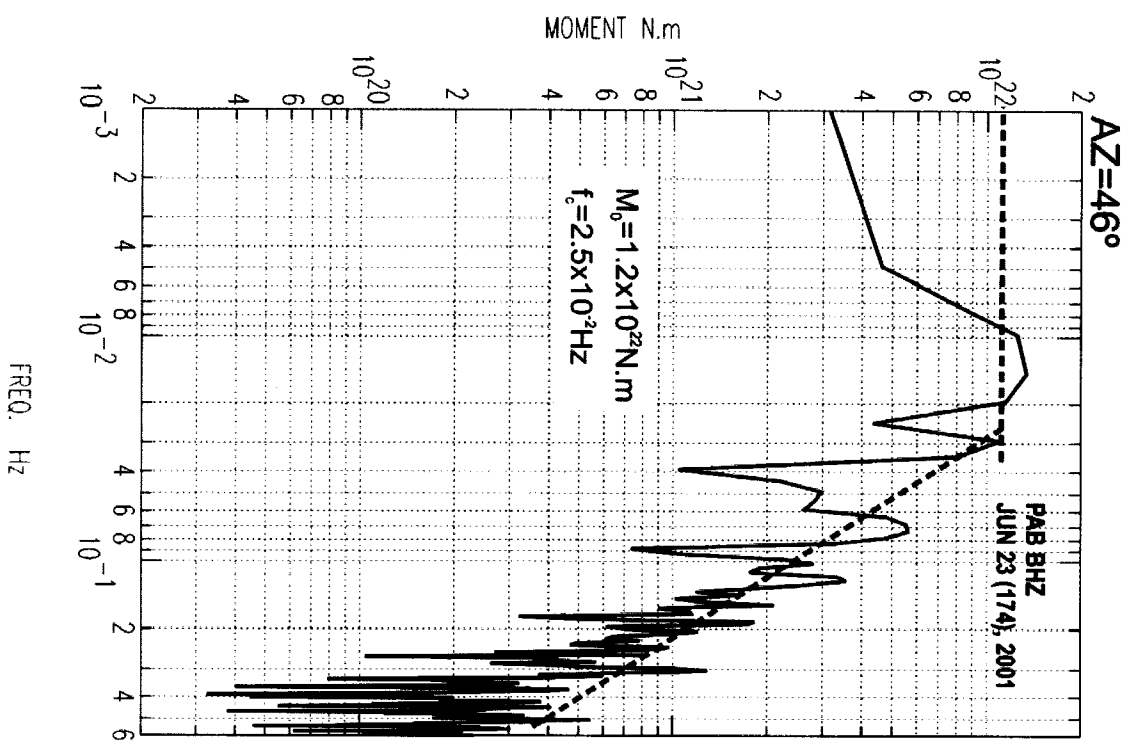
Apêndice D

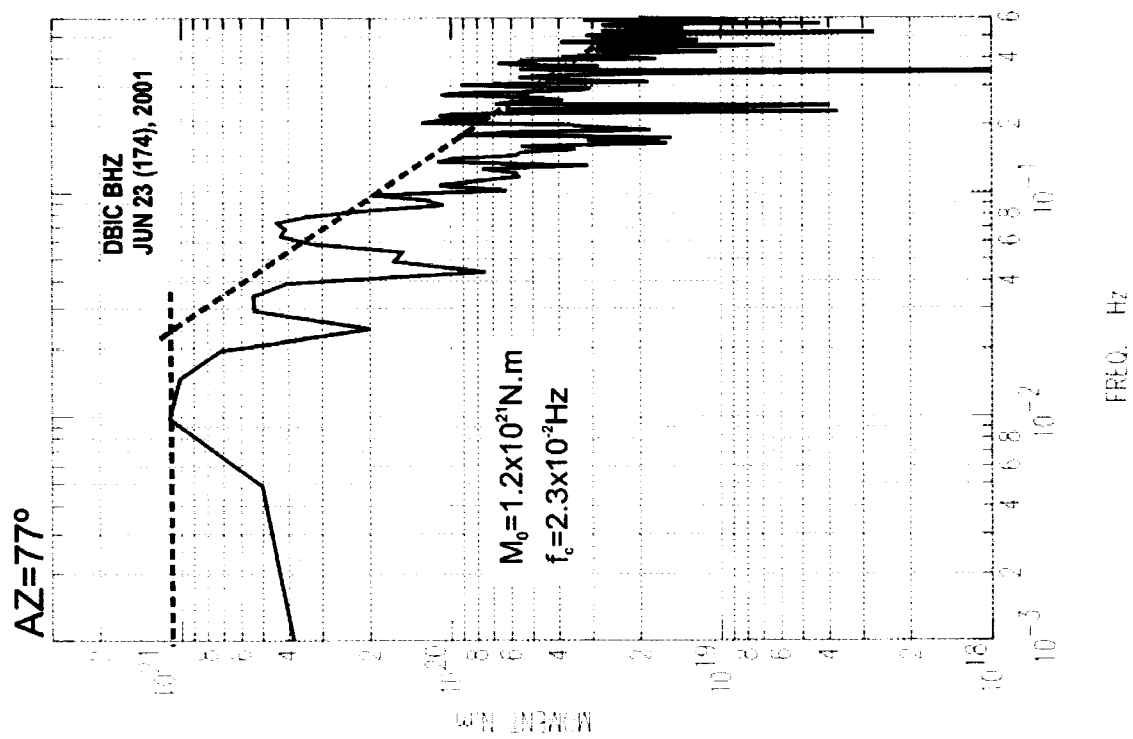
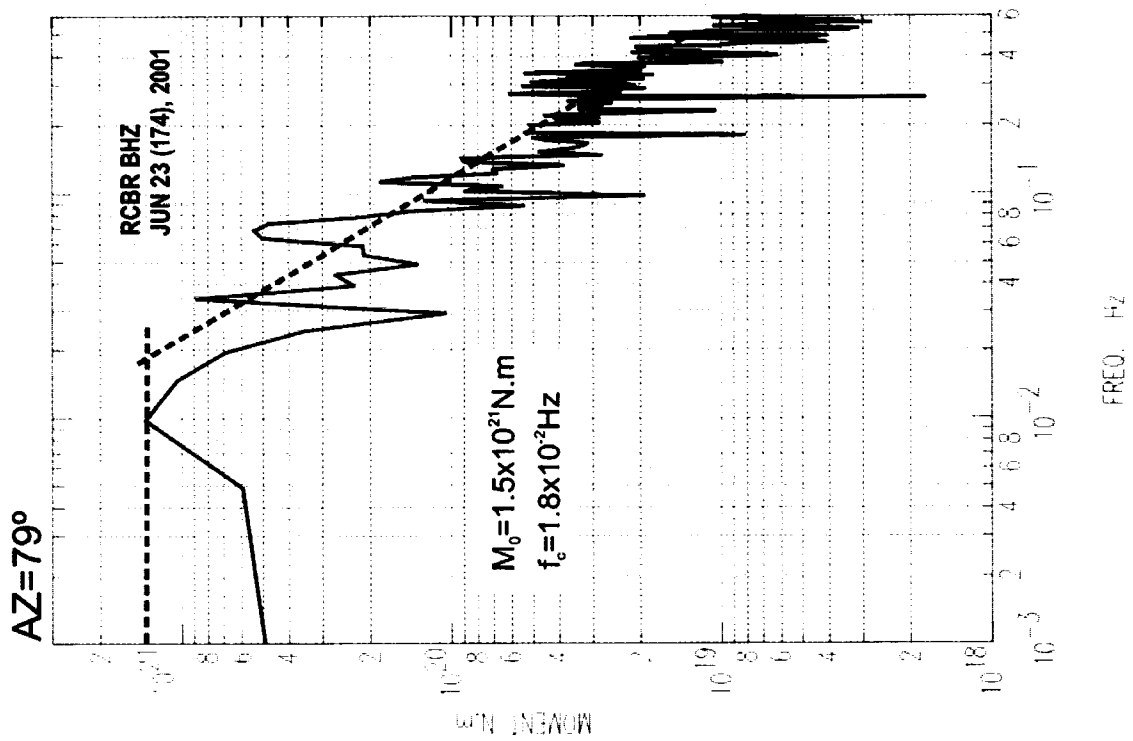
Espectros do sismo de Arequipa de 23 de Junho de 1999

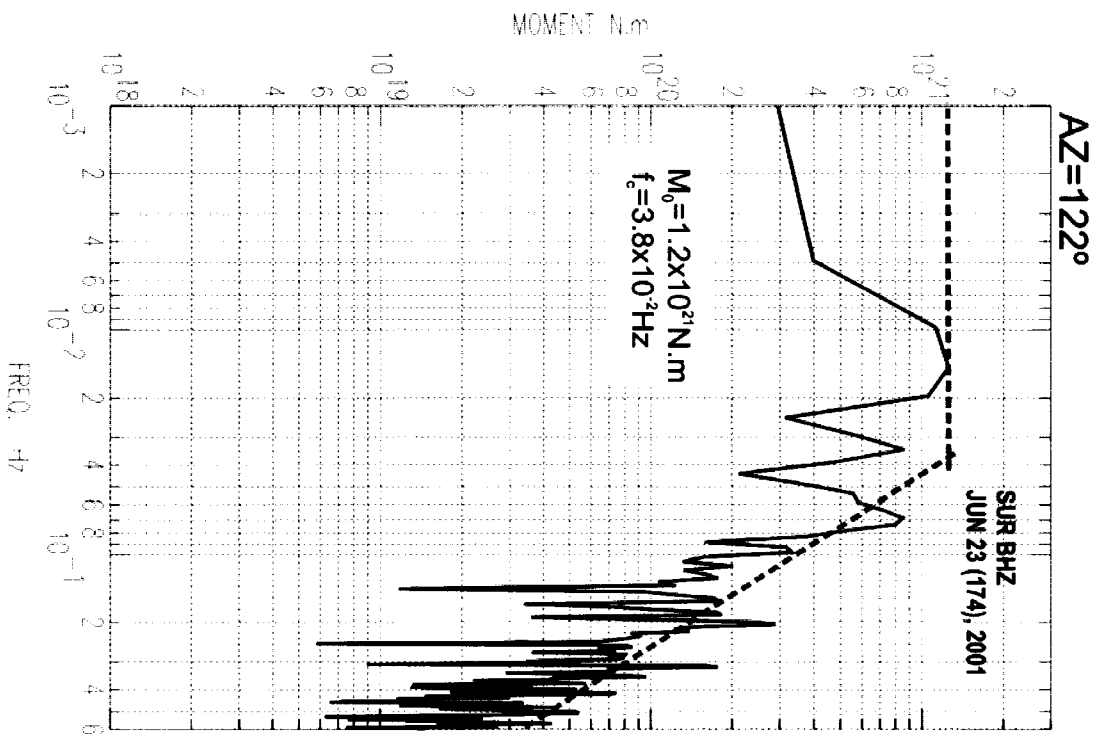
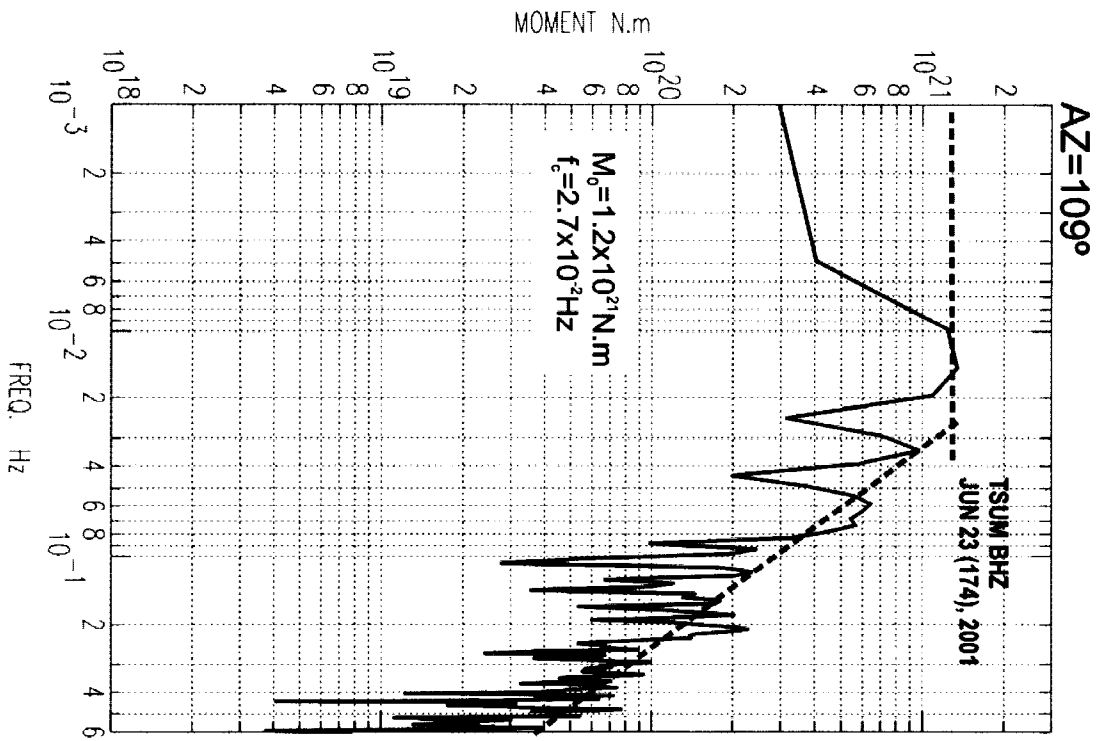
As páginas seguintes contém todos os espectros das ondas P considerados no estudo da fonte de Arequipa. Estão ordenados azimutalmente e as amplitudes espectrais foram calibradas para unidades de momento, de acordo com 3.5.

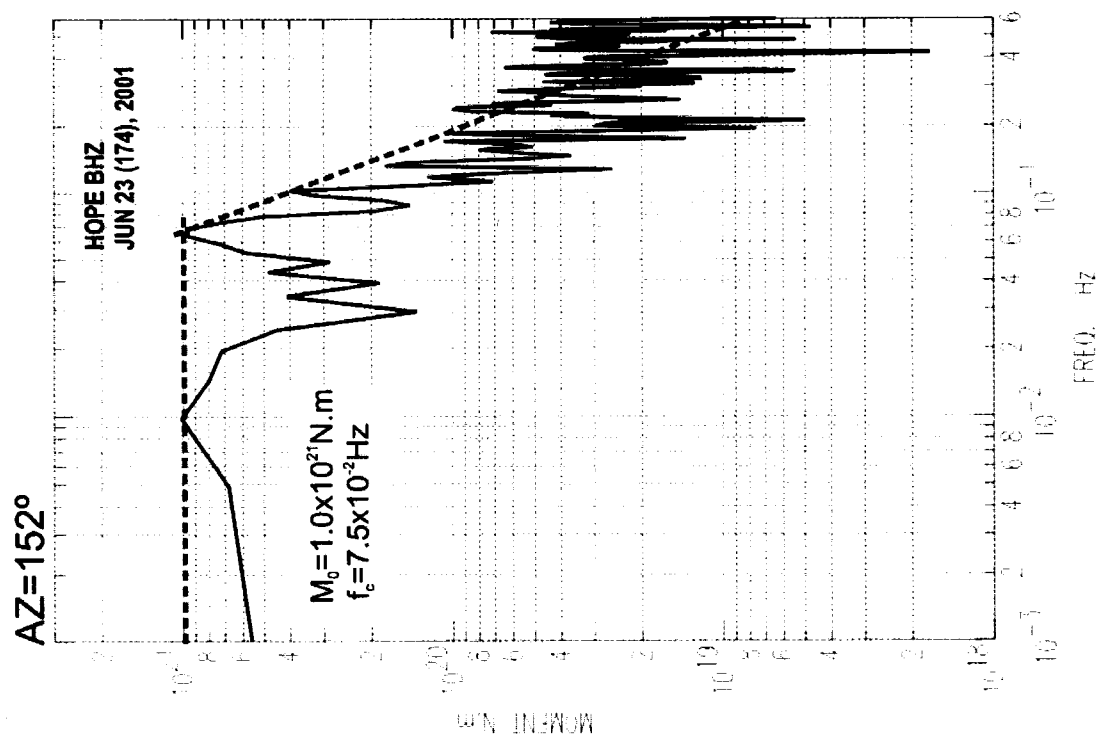
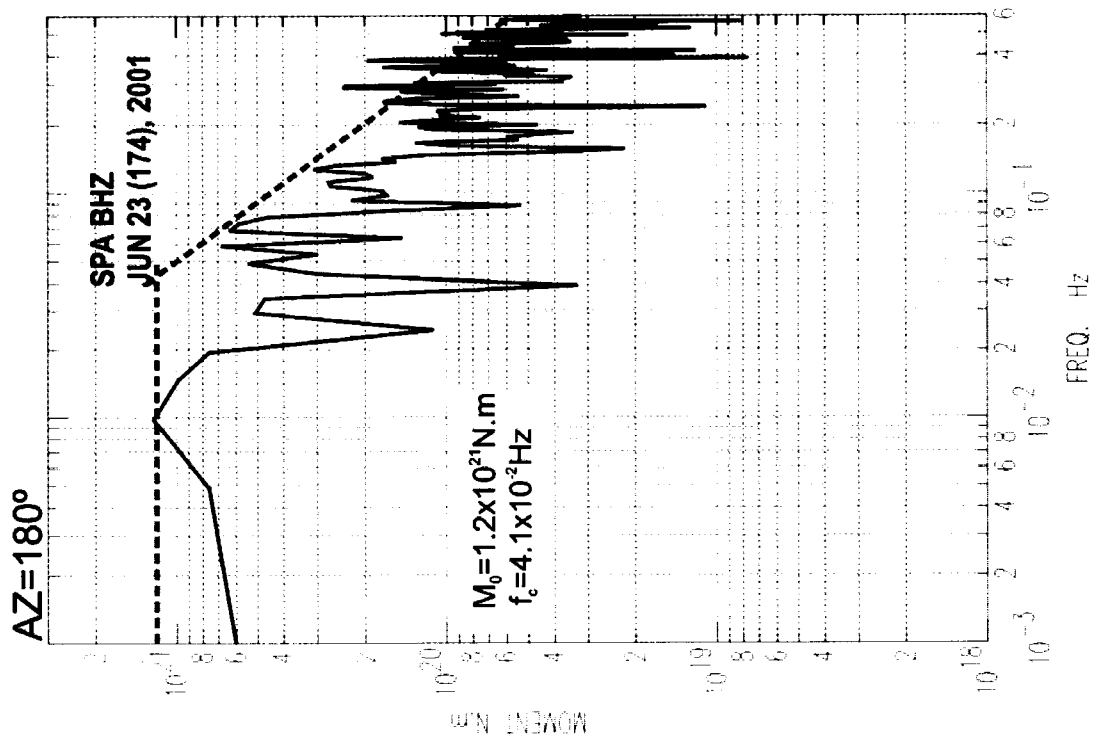


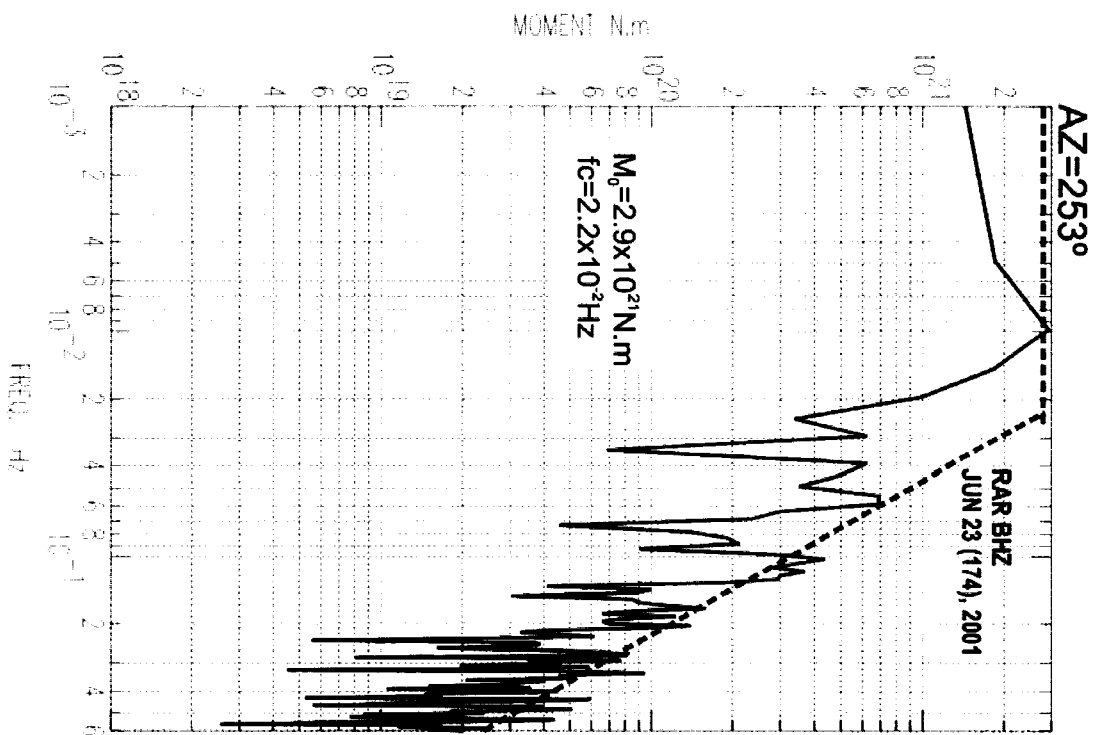
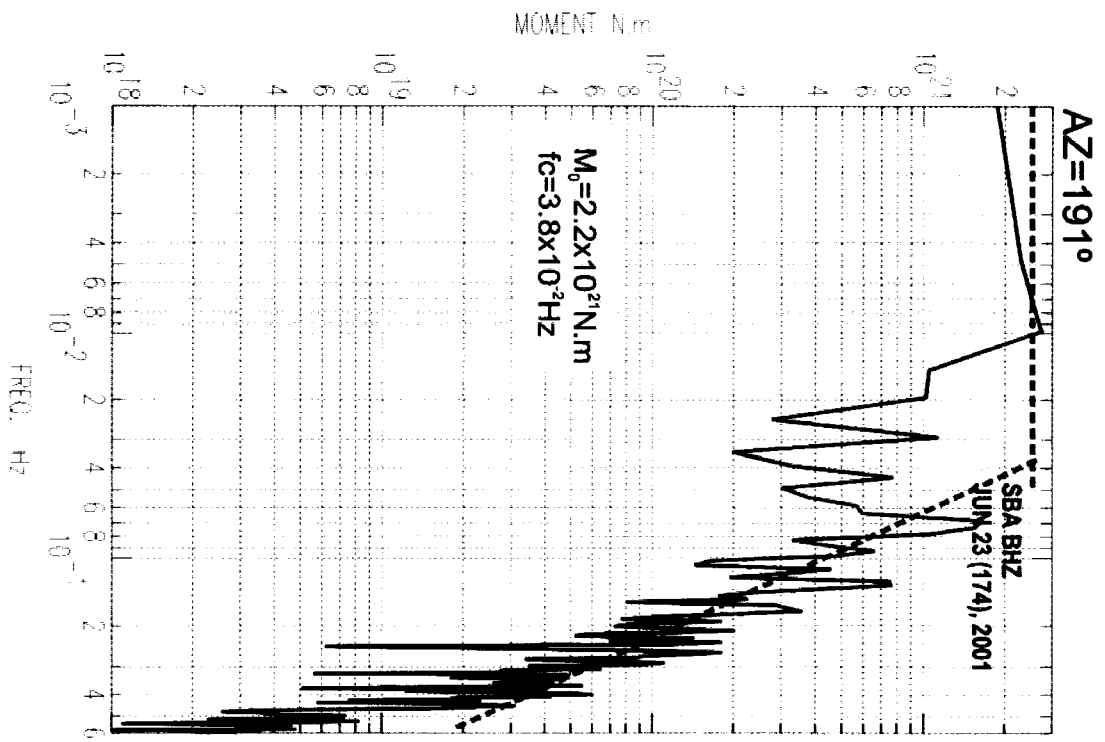


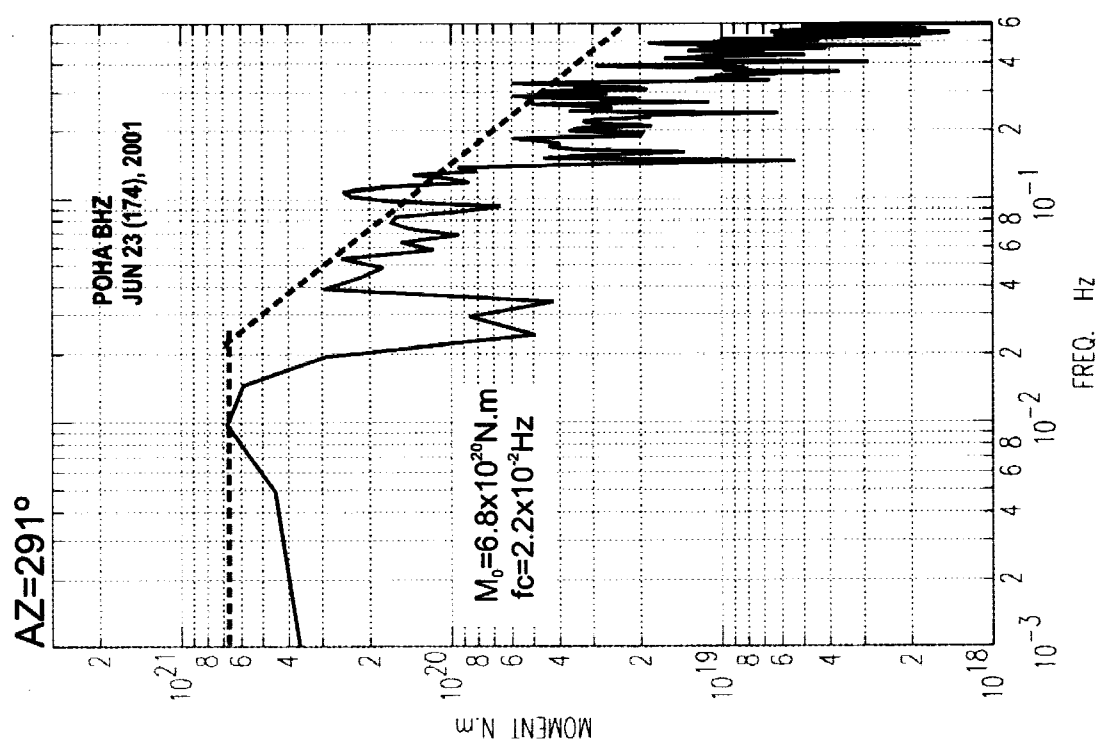
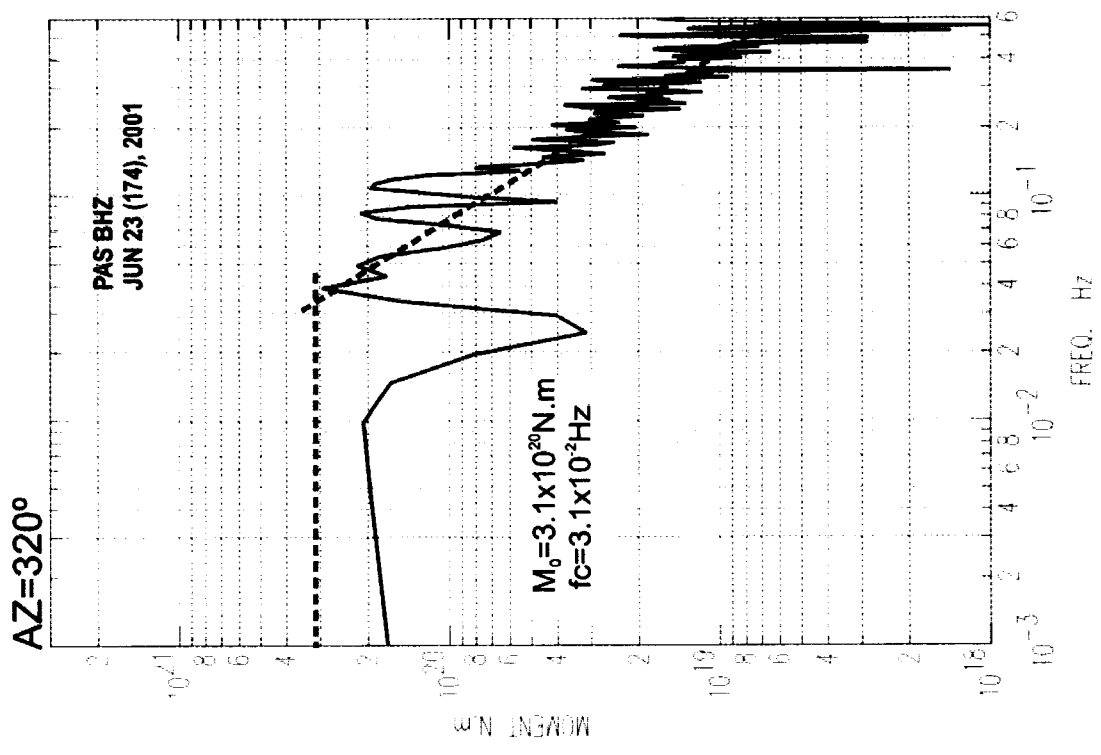


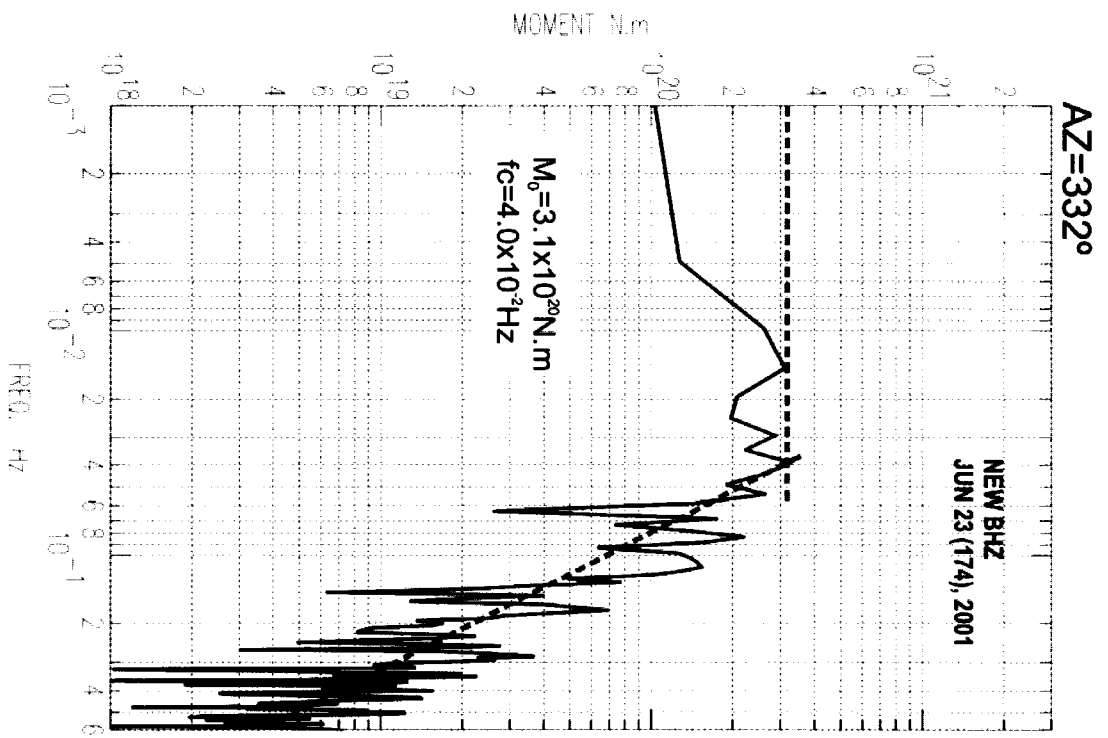
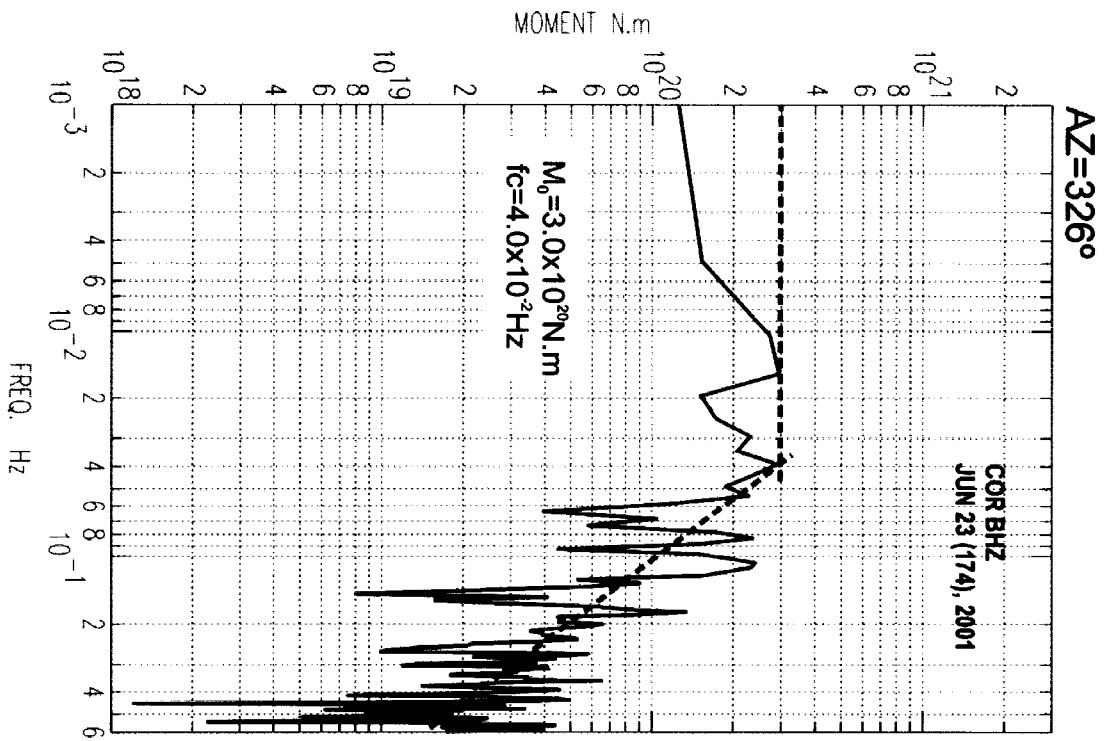


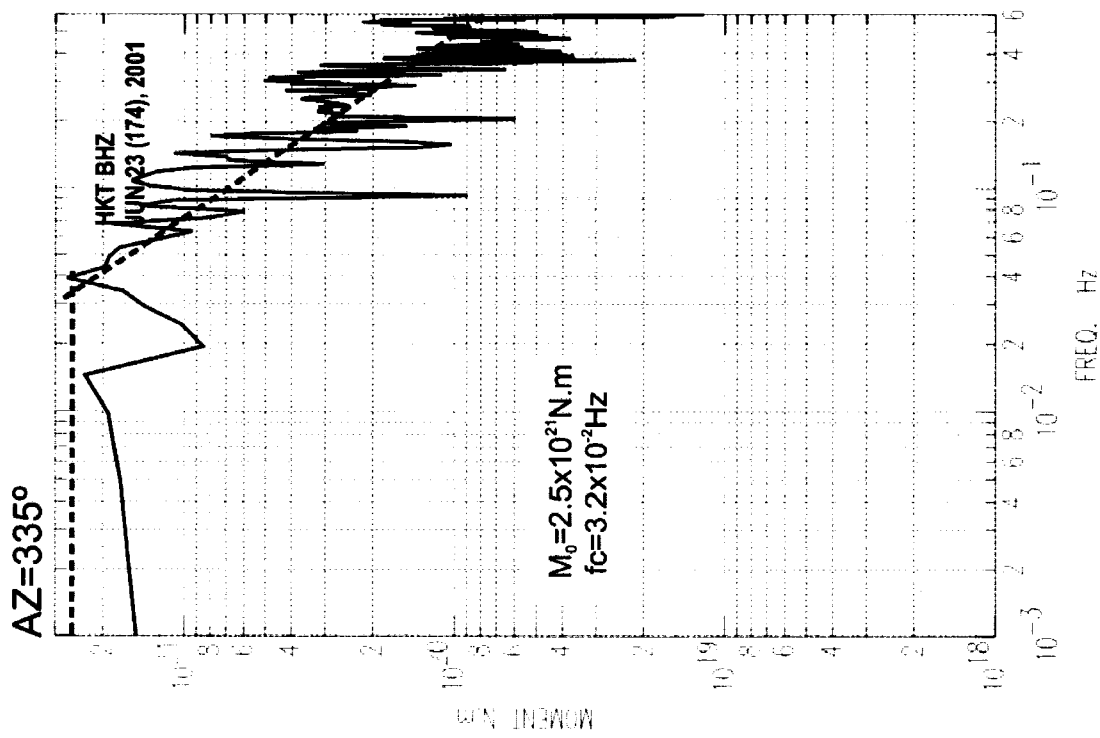
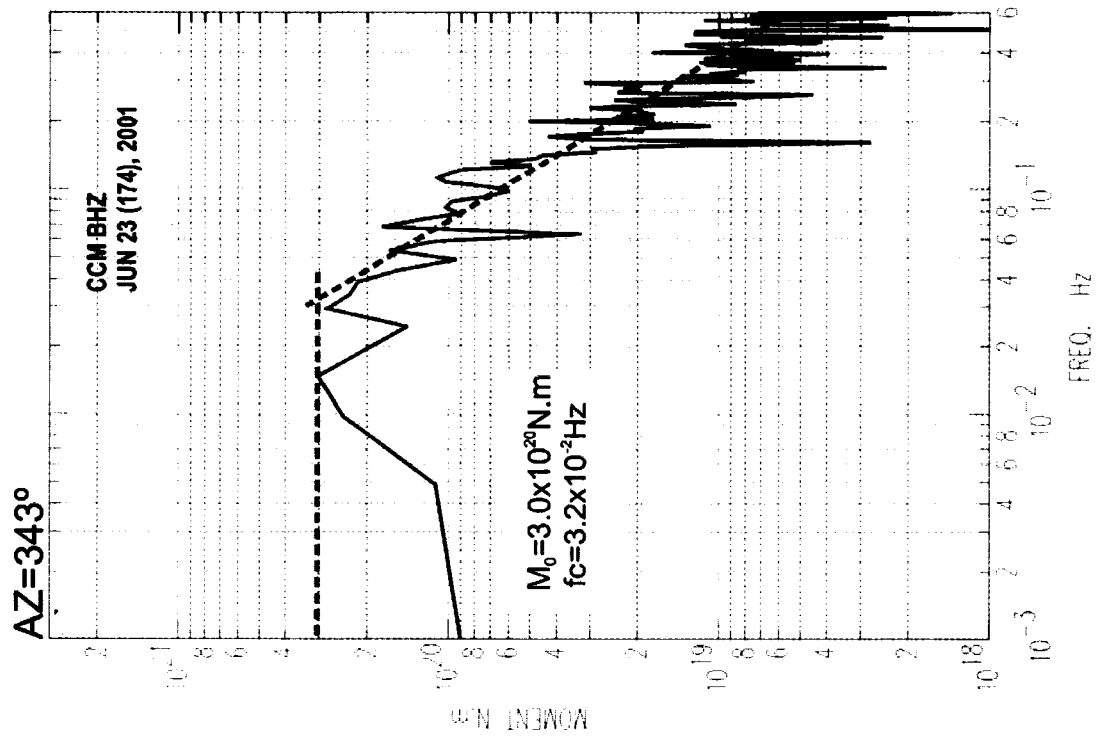








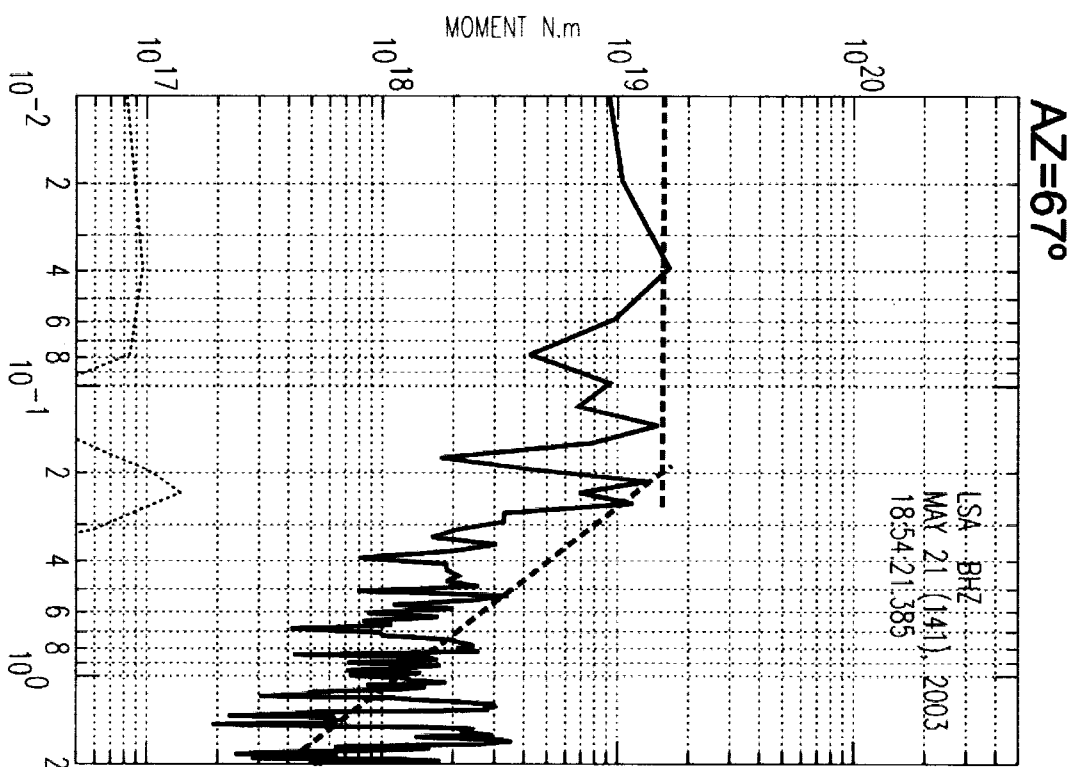
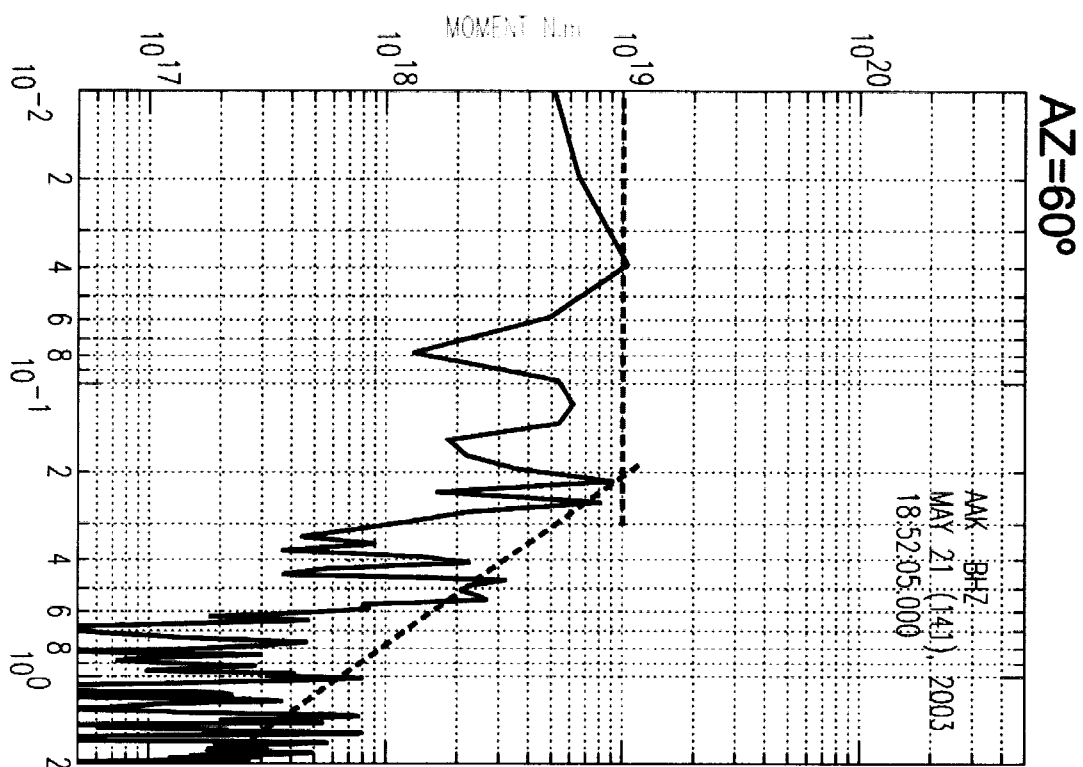




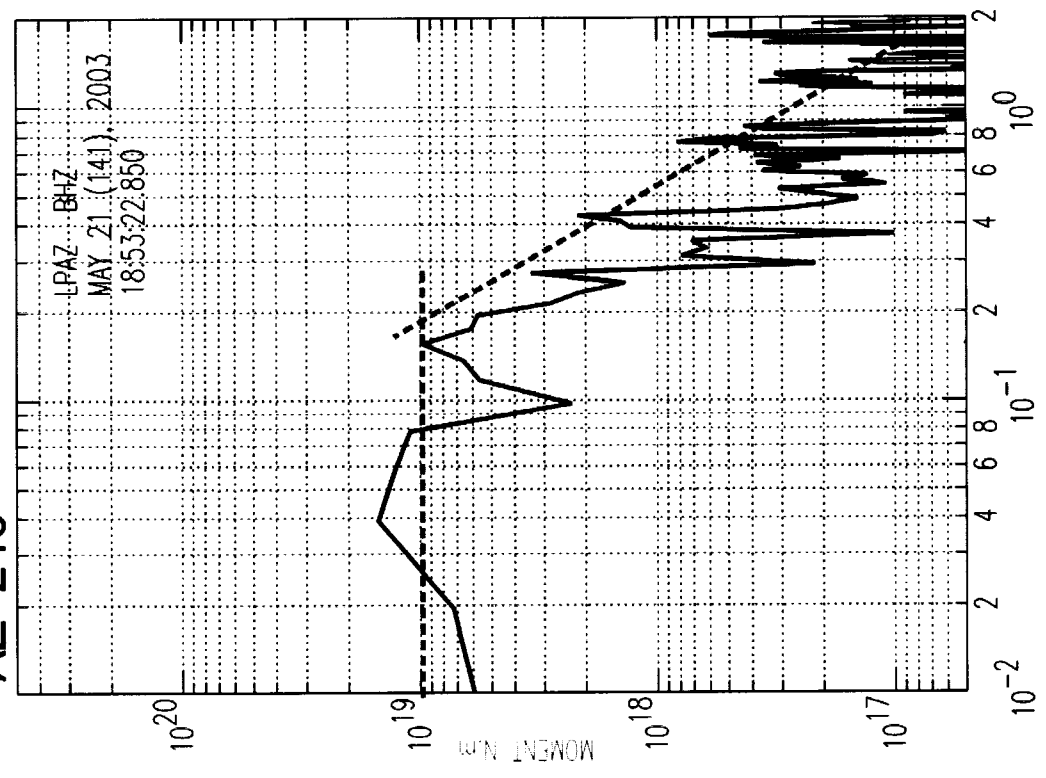
Apêndice E

Espectros do sismo de Zemmouri-Boumerdes (Argélia) de 21 de Maio de 2003

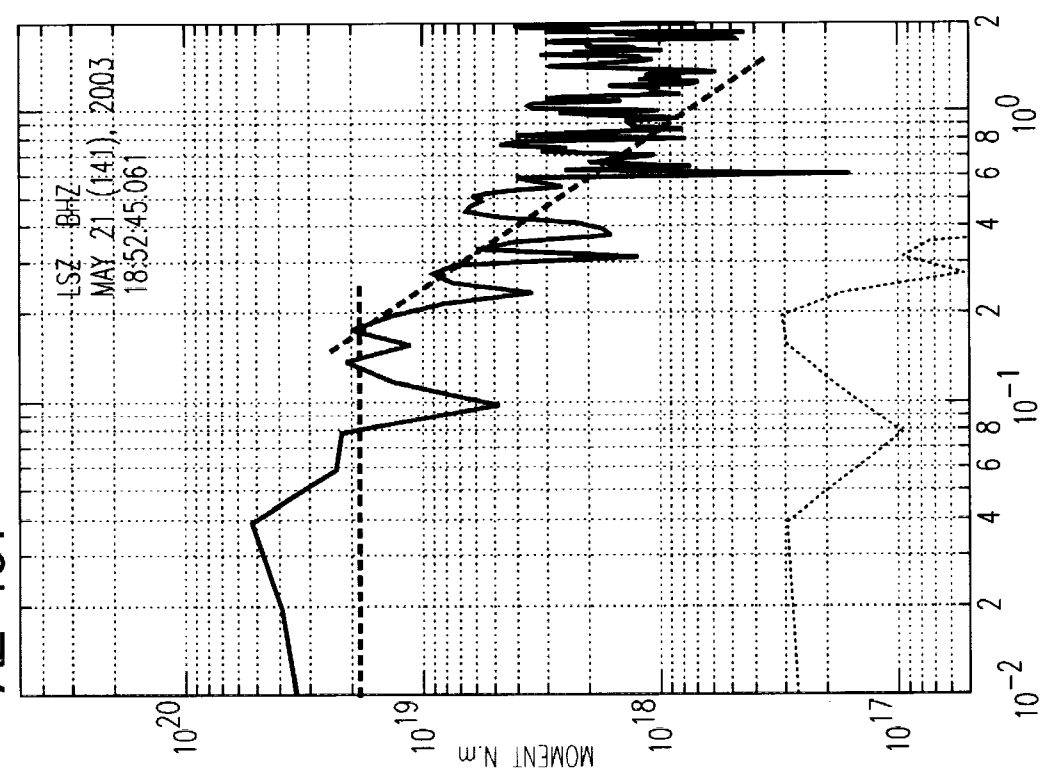
As páginas seguintes contém todos os espectros das ondas P considerados no estudo da fonte de Zemmouri-Boumerdes. Estão ordenados azimutalmente e as amplitudes espectrais foram calibradas para unidades de momento, de acordo com 3.5



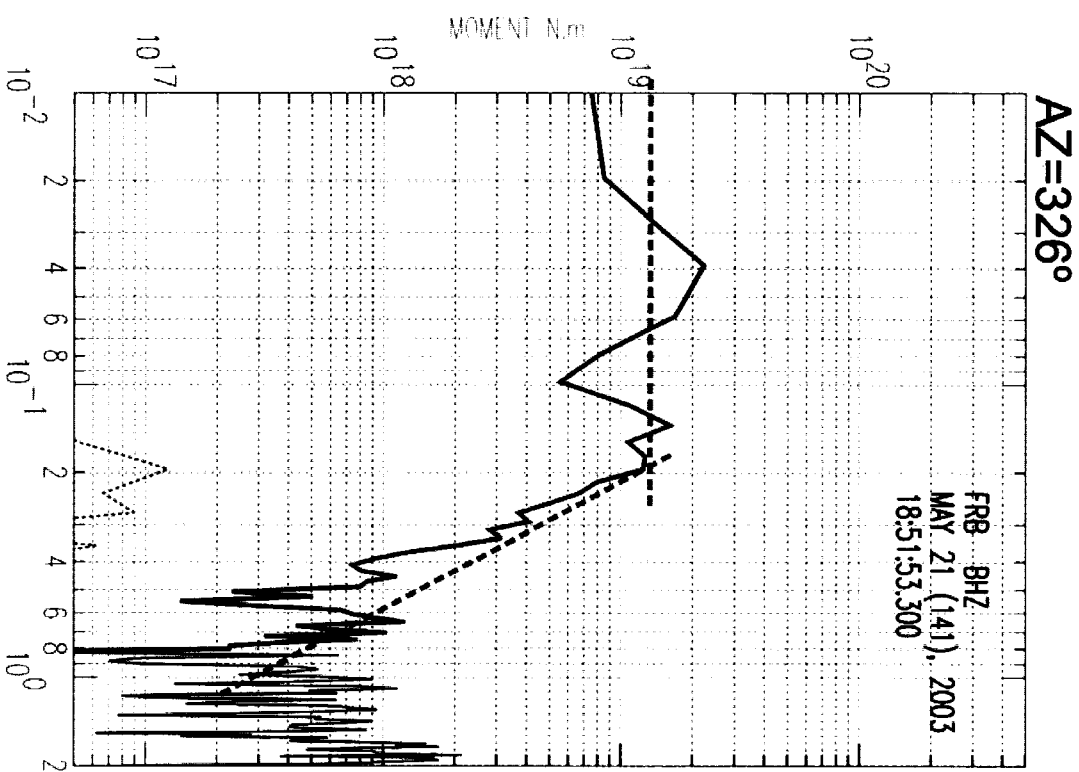
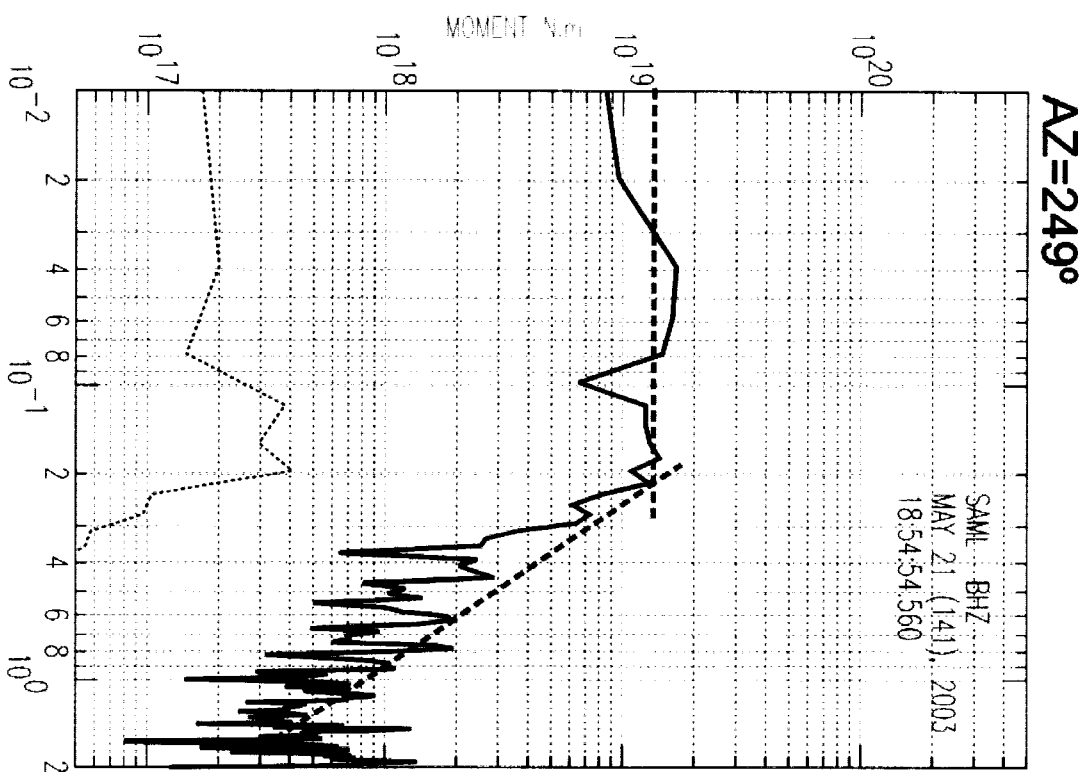
AZ=246°



AZ=151°



278E. Espectros do sismo de Zemmouri-Boumerdes (Argélia) de 21 de Maio de 2003



Apêndice F

Programa Fotogramas

```
%-----= Bento Caldeira 2004 =-----%
%Programa Matlab:
%fotogramas.m
%-----%
% Programa que gerar fotogramas da ruptura a partir dos dados do
% ficheiro 'filme.dat' gerado pela versao do programa de inversao
% de slip MOM3, que se deu o nome de MOM3_filme.f. O ficheiro e
% constituido por cinco colunas de dados que correspondem a:
% T-tempo, X-posições ao longo do eixo strike, Y-posições eixo dip,
% Rake-angulo de deslizamento, M0- momento sísmico.
% Cada imagem representa o deslizamento, que ocorreu sobre o plano
% de falha numa janela temporal cujo valor e representado por cima
% da respectiva imagem. O deslizamento de cada sub-falha e dado,
% em metros numa escala de cor tambem representada. O numero de
% fotogramas a representar deve ser impar e e dado na linha deste
% programa com essa indicacao. O ultimo fotograma (inferior direito)
% representa o deslizamento total produzido sobre a falha.
%-----%
%-LEITURA DE DADOS E ATRIBUIÇÃO DE NOMES ÀS VARIÁVEIS
clear
```

```

rad=pi/180;
load filme.dat
nx=filme(1,1);
nx0=filme(1,2);
dx=filme(1,3);
ny=filme(2,1);
ny0=filme(2,2);
dy=filme(2,3);
da=dx*dy*1e6;
rig=3.3e10;
T=filme(3:length(filme),1);
X=filme(3:length(filme),2);
Y=filme(3:length(filme),3);
RAKE=filme(3:length(filme),4);
M0=filme(3:length(filme),5);
tmax=max(T);
tmin=min(T);
%-----
%ATRIBUICAO DO NUMERO DE FOTOGRAMAS (IMPAR)
nfram=11;
%-----
dt=(tmax-tmin)/nfram;
t2=tmin;
MS(1:nx,1:ny,1:nfram)=0;
clear filme
for k=1:nfram
    t1=t2;
    t2=t1+dt;
    MSx(1:nx,1:ny)=0;
    MSy(1:nx,1:ny)=0;
    for j=1:length(T)
        if T(j)>t1 & T(j)<=t2
            M0x=M0(j)*cos(RAKE(j)*rad);
            M0y=M0(j)*sin(RAKE(j)*rad);
            l=fix(X(j)/dx+nx0+.5);
            c=fix(Y(j)/dy+ny0+.5);
            MSx(l,c)=MSx(l,c)+M0x;
            MSy(l,c)=MSy(l,c)+M0y;
        end
    end
    for l=1:nx
        for c=1:ny
            MS(l,c,k)=sqrt(MSx(l,c)^2+MSy(l,c)^2);
        end
    end
end
end
%Nesta fase do programa estao criados os vectores com o
%valor do momento de cada ponto da frame
%cria frame com o total (MStot)
MSxtot(1:nx,1:ny)=0;
MSytot(1:nx,1:ny)=0;

```

```

for j=1:length(T)
    M0x=M0(j)*cos(RAKE(j)*rad);
    M0y=M0(j)*sin(RAKE(j)*rad);
    l=fix(X(j)/dx+nx0+.5);
    c=fix(Y(j)/dy+ny0+.5);
    MSxtot(l,c)=MSxtot(l,c)+M0x;
    MSytot(l,c)=MSytot(l,c)+M0y;
end
MStot(1:nx,1:ny)=0;
for l=1:nx
    for c=1:ny
        MStot(l,c)=sqrt(MSxtot(l,c)^2+MSytot(l,c)^2);
    end
end
MS=MS/(rig*da);
MStot=MStot/(rig*da);
% Preparativos da grelha das frames
xmin=-(nx0-1)*dx;
ymin=-(ny0-1)*dy;
xmax=(nx-nx0)*dx;
ymax=(ny-ny0)*dy;
x=[xmin:dx:xmax];
y=[ymin:dy:ymax];
xi=xmin:dx/6:xmax;
yi=(ymin:dy/6:ymax)';
caxis([min(min(MStot)) max(max(MStot))])
C=caxis
    t1=0;
for k=1:nfram
    t2=t1+dt;
    %escolha da posicao do grafico
    if k<=fix(nfram/2+.5);
        p=(2*k-1);
    else
        p=2*(k-fix(nfram/2+.5));
    end
    subplot((nfram+1)/2,2,p)
    zi=interp2(x,y,MS(:,:,k)',xi,yi,'cubic');
    pcolor(xi,yi,zi);
    colormap(hot);%mudar o mapa de cores
    caxis(C);
    axis off;
    shading interp;
    set(gca,'ydir','reverse');
    a=num2str(t1,3);
    b=num2str(t2,3);
    c=[a,'-',b,'s'];
    text(xmin,ymin-(ymax-ymin)/8,c,'fontsize',8);
    t1=t2;
end
%grafico total
subplot((nfram+1)/2,2,nfram+1)

```

```
hold off
zi=interp2(x,y,MStot',xi,yi,'cubic');
pcolor(xi,yi,zi);
axis manual
set(gca,'tickdir','out')
shading interp
set(gca,'ydir','reverse')
%C=caxis;
xlabel('direcção do azimute (km)','fontsize',8)
ylabel('dir. "dip"', 'fontsize',8)
text(xmin,ymin-(ymax-ymin)/8,'TOTAL','fontsize',8);
set(gca,'fontsize',8)
axes('position',[-.3 .1 .37 .8],'visible','off')
pcolor(xi,yi,zi);
h=pcolor(xi,yi,zi);
h1=gca;
colorbar
h2=colorbar;
format('bank')
set(h,'visible','off')
set(h1,'visible','off')
set(h2,'fontsize',8)
set(h2,'ytick',[min(min(MStot)):(max(max(MStot))-
min(min(MStot)))/5:max(max(MStot))])
```