

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE  
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEODINÂMICA E GEOFÍSICA

# ANISOTROPIA SÍSMICA CRUSTAL NA REGIÃO DE CASCAVEL - CE

**SANDRO GIOVANI DE F. A. GOMES**

Orientador: **Prof. Dr. ADERSON FARIAS DO NASCIMENTO**

Dissertação de Mestrado apresentada no dia 30 de março de 2007 ao Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica da Universidade Federal do Rio Grande do Norte como requisito parcial à obtenção do grau de mestre em Ciências da Terra.

Dissertação n<sup>o</sup> 62

# **Livros Grátis**

<http://www.livrosgratis.com.br>

Milhares de livros grátis para download.

Dedicado a minha irmã Caroline Giovana (*in memoriam*).

# Agradecimentos

- À minha família pelo apoio incondicional a mim prestado durante minha vida. Em especial aos meus pais, Carlos e Lígia, minha avó Neide, minha irmã Caterine e à minha noiva Valquíria, pela amizade, amor e companheirismo.
- Ao meu orientador, Prof.Dr. Aderson do Nascimento, pela paciência e dedicação prestadas no decorrer da elaboração desta dissertação.
- Ao prof. Dr. Joaquim Mendes Ferreira, coorientador, pelas sugestões e contribuições para a realização deste trabalho.
- A Dr. George França e Dr. Carlos Villar, pela amizade e grande contribuição na realização deste trabalho.
- Ao prof. Dr. Hilário Rego Bezerra, pelas informações e esclarecimentos na parte de geologia.
- Ao Dr. David Castro, pelas informações, interpretações e imagens aeromagnéticas cedidas para este trabalho.
- Aos meus amigos, Rodrigo, Carlos, Klaydson, Luís e Josenildo, pelo amizade e por tornar o curso de graduação em Física mais estimulante e descontraído.
- Aos professores do DFTE, em especial, Carlos Chesman, José Wilson, Ruy, Janilo e Nilza Pires, pela enorme contribuição à minha formação acadêmica.
- Aos meu colegas de sala do PPGG, Flávio Lemos, Maria Fernanda, Otávio, Bonnie, Francisco Eduardo e Irenaldo, pelo companheirismo e momentos de descontração.
- Ao prof. Dr. Mário Takeya, pelas informações e contribuições a este trabalho.
- Ao Laboratório Sismológico da UFRN, pelos dados cedidos para a realização desta dissertação.
- À CAPES, pela bolsa concedida.

# Resumo

Este trabalho apresenta um estudo sobre a anisotropia sísmica crustal na região de Cascavel - CE. Para tal análise, foram utilizados os dados, cedidos pelo Laboratório Sismológico da UFRN, coletados durante o período de 29 de setembro de 1997 a 05 de março de 1998, através de uma rede sismográfica digital de três componentes, composta por seis estações.

Freqüentemente, a causa da anisotropia sísmica crustal em inúmeras regiões do mundo, é interpretada como sendo efeito do alinhamento de poros e microfraturas saturados por fluidos, induzido pelo regime de esforço atual (EDA). Recentemente, pesquisas realizadas na região Nordeste do Brasil apresentaram uma interpretação cujos resultados para as observações da anisotropia crustal, apontaram uma consistência das direções de polarização da onda S mais rápida (onda S1), com a petrotrama dúctil pré-cambriana.

Para o mapeamento dos lineamentos pré-cambrianos na região, usamos os resultados obtidos da assinatura magnética da área, já que a mesma é coberta por sedimentos (de até 50m de espessura), tornando difícil o mapeamento desses alinhamentos em campo.

Observações de direções de polarização da onda S mais rápida obtidas por esta dissertação, em quatro estações sismográficas, para a região de Cascavel - CE, mostram consistência com o mecanismo da EDA para duas estações. Para as outras duas estações sismográficas restantes, a anisotropia observada pode ter duas interpretações: (i) - rotação de  $90^\circ$  na direção de polarização da onda S1, uma vez que os raios sísmicos percorreriam trajetórias ao longo da zona de falha, e de a mesma estar sobre uma pressão de poro alta e (ii) - a anisotropia observada concordaria com a petrotrama dúctil pré-cambriana.

# Abstract

This dissertation presents a study on crustal seismic anisotropy in Cascavel - CE. The earthquake data employed here are from the Seismological Laboratory at Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN) and were collected from 29 September 1997 to 05 March 1998 using six three-component digital seismographic stations.

In general, the cause of the observed seismic anisotropy in many regions of the world is interpreted in terms of fluid-filled stress aligned microcracks in the rockmass (EDA). In other words, the polarisation direction of the faster shear-wave splitting is parallel to  $S_Hmax$ .

However, other researches on seismic anisotropy carried out in NE Brazil have shown a remarkable consistency of the faster shear-wave polarisation direction with the direction of the Precambrian fabric. The present work is another case study that is used to investigate this issue.

In order to map the Precambrian fabric we used aeromagnetic data, since the study area is mostly covered with sediments (up to 50m thick) and in-situ field mapping would be very difficult to be carried out.

According to the results from the present research, the observations of the faster shear-wave polarisation directions in two seismographic stations in Cascavel region are best explained in the framework of EDA. For the remaining two stations, the observed anisotropy may have two interpretations: (i) - 90° flips of the direction of polarisation of the faster shear-wave, since that the event-to-station ray path would be through the fracture zone and hence would travel under a higher pore pressure and (ii) - the observed seismic anisotropy would agree with the direction on the ductile Precambrian fabric.

# Índice

<b>1</b>	<b>Introdução</b>	<b>1</b>
<b>2</b>	<b>Contextualização do problema</b>	<b>3</b>
2.1	Área de estudo . . . . .	3
2.2	Resumo da geologia da área . . . . .	4
2.3	Anisotropia sísmica crustal . . . . .	5
2.3.1	EDA . . . . .	5
2.3.2	Rotação de $90^\circ$ na polarização de $S_1$ . . . . .	8
2.3.3	Anisotropia da onda S como diagnóstico do regime de esforços crustais . . . . .	9
2.4	Estudos da anisotropia sísmica crustal no Nordeste do Brasil . . . . .	11
<b>3</b>	<b>Metodologia</b>	<b>12</b>
3.1	Aquisição e seleção dos dados . . . . .	12
3.2	Determinação hipocentral . . . . .	13
3.2.1	Programa para determinação hipocentral e modelo de velocidades . . . . .	13
3.2.2	Método de Geiger . . . . .	14
3.3	Anisotropia sísmica . . . . .	16
3.3.1	Propriedades do meio contínuo . . . . .	16
3.3.2	Efeito da anisotropia nas ondas $S$ . . . . .	17
3.3.3	Metodologia para a análise da anisotropia sísmica . . . . .	18
3.4	Levantamento aeromagnético da região de Cascavel . . . . .	21

<b>4</b>	<b>Resultados obtidos</b>	<b>24</b>
4.1	Delineação da zona de falha . . . . .	24
4.2	Anisotropia sísmica . . . . .	25
4.3	Assinatura magnética . . . . .	27
<b>5</b>	<b>Interpretação conjunta dos resultados</b>	<b>35</b>
5.1	Causa da anisotropia na região . . . . .	35
5.2	Relação entre regime de esforços na rocha, grau de anisotropia e atrasos normalizados das ondas S . . . . .	36
<b>6</b>	<b>Considerações finais e perspectivas</b>	<b>38</b>
<b>A</b>	<b>Parâmetros hipocentrais dos eventos registrados em todas as seis estações</b>	<b>43</b>

# Lista de Figuras

2.1	Nordeste do Brasil: o mapa mostra em cinza escuro o contorno das principais bacias do Nordeste; em azul os principais rios da região. O círculo branco destaca a área de estudo.	4
2.2	O mapa mostra um detalhe da área em estudo: Os triângulos vermelhos representam as estações sismográficas; os quadrados representam as cidades; as áreas em cinza escuro e cinza claro representam, respectivamente, a bacia Potiguar e o embasamento cristalino.	5
2.3	Mapa geológico simplificado da área de estudo (modificado de DNPM, 2003).	6
2.4	Ilustração representando a evolução do processo de alinhamento para uma distribuição inicialmente aleatória de microfraturas verticais (linhas escuras) para quatro valores crescentes de $S_H$ (modificada de Crampin & Peacock, 2005).	7
2.5	Simulação numérica exemplificando a variação do grau de anisotropia com o aumento da pressão de poro para cinco diferentes regimes de esforços. O efeito de rotação de $90^\circ$ na polarização da onda S mais rápida ocorre quando o grau de anisotropia se torna negativo, enquanto a pressão de poro aproxima-se do valor de $S_H$ . A tabela no canto superior direito mostra os cinco diferentes eixos principais de esforço: $S_h$ , $S_H$ e $S_V$ (modificado de Crampin et al., 2002).	9
2.6	Simulação numérica exemplificando o efeito da alta pressão de poro nas observações dos tempos de atraso normalizados de $S_1$ em relação a $S_2$ . $a$ e $b$ representam os comprimentos dos segmentos de trajetória submetidos a pressões de poro críticas e a pressões de poros normais, respectivamente (modificada de Crampin et al. 2004a).	10
3.1	A figura mostra 2 sismogramas do mesmo evento: O sismograma superior apresenta o efeito <i>alias</i> , dificultando a marcação da chegada da onda P. O sismograma inferior foi usado o filtro <i>anti-alias</i> para corrigir o sinal.	13

3.2	Direções de polarização das ondas sísmicas: Onda $P$ provoca vibrações paralelas à direção de propagação. As ondas $S$ vibram transversalmente entre si e perpendiculares à direção de propagação (Modificada de Rowlands, 1995). . . . .	17
3.3	Fenômeno da birrefringência da luz: Efeito provocado pela anisotropia óptica da calcita, que consiste na divisão de um raio de luz em dois, com velocidades distintas e, portanto com distintos ângulos de refração. . . . .	18
3.4	Ao entrar no meio anisotrópico as duas fases da onda $S$ sofrerão uma separação no tempo. Após sair do meio anisotrópico a assinatura da anisotropia ainda estará lá, na forma de um atraso da onda $S_2$ (lenta) (Modificada de Rowlands, 1995). . . . .	19
3.5	Exemplo típico de uma sismograma com três componentes. Este evento foi registrado pela estação ch06 no dia 09 de janeiro de 1998 às 04h33min . . . . .	20
3.6	Ao incidir na superfície com um ângulo de incidência maior que o ângulo crítico, a onda $S$ gera uma onda $P$ próximo à estação. . . . .	21
3.7	Exemplo típico do registro da chegada das ondas $S_1$ e $S_2$ . O sismograma foi rotacionado em $5^\circ N$ . Este evento foi registrado pela estação ch13 no dia 09 de março 02 de 1998 às 11h39min. . . . .	22
3.8	Diagrama de polarização referente ao sismograma da figura 3.7: O gráfico representa o movimento de partícula no plano horizontal. . . . .	22
4.1	Mapa da região apresentando a localização os sismos utilizados nesta dissertação (círculos brancos). As estações são representadas pelos triângulos vermelhos. . . . .	25
4.2	Histogramas dos parâmetros obtidos pelo HYPO71: erro horizontal (erh), erro vertical (erv), rms e gap (máximo intervalo azimutal entre duas estações referente a cada epicentro localizado). . . . .	26

4.3	Mapa dos eventos utilizados para delimitação da zona de fratura: O mapa da esquerda é uma representação em planta da área de estudo, onde os círculos representam os epicentros, os triângulos azuis representam as estações e a estrela vermelha é o ponto a partir do qual passa a linha que forma os planos verticais paralelos e perpendicular à linha de falha. Os outros dois mapas são as projeções dos eventos em dois planos verticais: Plano paralelo à falha (esquerda); plano perpendicular à falha (direita). Os círculos localizados na superfície correspondem ao mesmo ponto representado pela estrela vermelha do mapa em planta. Os demais círculos representam a localização dos eventos.	27
4.4	Tabela mostrando os valores máximo e mínimo para o grau de anisotropia A, a polarização média e o desvio padrão para cada estação. Note que a estação ch11 apresenta dois valores para a polarização média e para o desvio, correspondendo a dois conjuntos distintos de polarizações.	27
4.5	Diagramas de roseta mostrando as polarizações de $S_1$ para cada estação. Cada círculo concêntrico representa uma observação para a direção de polarização representada pela barra azul. As legendas mostram valores do número de observações (N), da polarização média e do desvio padrão, para cada estação.	28
4.6	Simograma rotacionado em $5^\circ N$ , mostrando boa clareza na chegada das ondas S. Este evento foi registrado pela estação ch13 no dia 09 de março 02 de 1998 às 11h39min.	29
4.7	Diagrama de polarização referente ao sismograma da figura 4.6.	29
4.8	Gráficos da polarização contra ângulo de incidência, azimute e tempo de atraso normalizado para as estações ch06, ch08, ch11 e ch13.	31
4.9	Mapa de anomalia magnética da região de Cascavel.	32
4.10	Mapa mostrando lineamentos, preferencialmente orientados na direção NE-SW, obtidos a partir da assinatura magnética da região de Cascavel.	33
4.11	Mapa da derivada vertical de primeira ordem, evidenciando os contornos da anomalia magnética da região.	34
4.12	Diagrama em roseta mostrando a direção média dos lineamentos obtidos pela assinatura magnética.	34

5.1	. Mapa apresentando o lineamento pré-cambriano, as direções de polarização de $S_1$ para cada estação e a direção média de $S_H$ .	37
A.1	Tabela com os eventos registrados em todas as 6 estações	44
A.2	Continuação da tabela da página anterior	45
A.3	Continuação da tabela da página anterior	46
A.4	Continuação da tabela da página anterior	47
A.5	Continuação da tabela da página anterior	48

# CAPÍTULO 1

## Introdução

O Nordeste do Brasil é a região de maior atividade sísmica do país. A maioria dos eventos registrados até hoje na região encontra-se em torno da Bacia Potiguar (Ferreira *et al.*, 1998). O maior sismo já registrado nessa região aconteceu em 20 de novembro de 1980 na região de Cascavel - CE com magnitude de  $m_b = 5,2$  (Assumpção, 1993).

Esta dissertação de mestrado tem como objetivo analisar a atividade sísmica, e principalmente estudar a anisotropia sísmica crustal, na região de Cascavel - CE. Para tal análise, foram utilizados os dados cedidos pelo Laboratório Sismológico da UFRN, coletados durante o período de 29 de setembro de 1997 a 05 de março de 1998 através de uma rede sismográfica digital de três componentes, composta por seis estações. Através da análise desses dados, pretendeu-se investigar as causas da anisotropia sísmica crustal naquela região.

Nos últimos anos, foram feitos estudos sobre a anisotropia sísmica na região de João Câmara - RN (do Nascimento *et al.*, 2002) e da Barragem do Açú - RN (do Nascimento *et al.*, 2004). Em ambos os trabalhos realizados, chegou-se a conclusão de que o mecanismo que controla a anisotropia sísmica nas duas regiões é a petrotrama dúctil pré-cambriana (foliações presentes nas rochas e atribuídas ao regime de esforços e deformações do período pré-cambriano). Porém, segundo Crampin (2004), o que controla a anisotropia sísmica na região de João Câmara - RN e em inúmeras outras partes do mundo é o regime de esforço atual, que causa o alinhamento das microfraturas e poros na direção paralela ao esforço tectônico horizontal máximo na região. Este mecanismo é conhecido por EDA (*Extensive Dilatancy Anisotropy*).

Esta dissertação de mestrado fornece novas evidências observacionais para verificar qual dos dois mecanismos melhor explicaria a anisotropia sísmica crustal observada na região de Cascavel.

O Capítulo 2 desta dissertação dará informações detalhadas sobre a área de estudo, bem como uma base teórica essencial para o entendimento do fenômeno da anisotropia sísmica. O Capítulo 3 apresenta a metodologia utilizada para a localização de sismos, análise da anisotropia, bem como nos fornece informações sobre a metodologia de processamento e interpretação das anomalias magnéticas da região, usado para nos fornecer informações sobre os lineamentos presentes na na área. A região é coberta por sedimentos e, portanto, é muito difícil mapear estes alinhamentos em campo. O Capítulo 4 apresenta os resultados obtidos sobre localização hipocentral, anisotropia sísmica e assinatura magnética da região. No capítulo 5, é apresentada uma interpretação conjunta dos resultados. O sexto e último capítulo apresenta as considerações finais e perspectivas para trabalhos futuros.

# CAPÍTULO 2

## Contextualização do problema

Neste capítulo é apresentada a área de estudo, um resumo da geologia da área, uma base teórica sobre anisotropia sísmica e a ambiguidade nas interpretações da causa da anisotropia sísmica em pesquisas recentemente realizadas no Nordeste do Brasil.

### 2.1 Área de estudo

O Nordeste brasileiro tem sido ao longo dos anos a região com maior número de sismos registrados no país. A maioria destes eventos localizam-se próximos ao contato do embasamento cristalino pré-cambriano e a bacia Potiguar (Ferreira et al. 1998).

Dentre os principais eventos registrados nesta região, destacam-se os ocorridos em João Camara-RN nos anos de 1986 e 1989, apresentando magnitudes de 5,1 e 5,0  $m_b$ , respectivamente. O evento de Cascavel-CE, por sua vez, ocorreu em 20 de novembro de 1980 e atingiu 5,2  $m_b$ . Pôde ser sentido a até 600 km de distância do epicentro e foi o maior evento registrado no Nordeste (Ferreira e Assumpção, 1983).

Esta dissertação utiliza dados adquiridos por uma rede sismográfica digital triaxial, composta por seis estações localizadas no município de Cascavel-CE. Os dados foram coletados entre o período de 29 de setembro de 1997 a 05 de março de 1998, registrando-se 853 eventos ao todo.

Infelizmente, nem todos estes eventos foram registrados em três ou mais estações, de modo a permitir localizações hipocentrais nesta dissertação.

A figura 2.1 nos dá uma visão geral do Nordeste do Brasil, destacando, na borda da bacia Potiguar, a região de estudo. A figura 2.2 mostra um detalhe da área de estudo,

destacando as estações sismográficas digitais, as principais cidades da região e o contato entre a bacia Potiguar e o embasamento cristalino pré-cambriano.

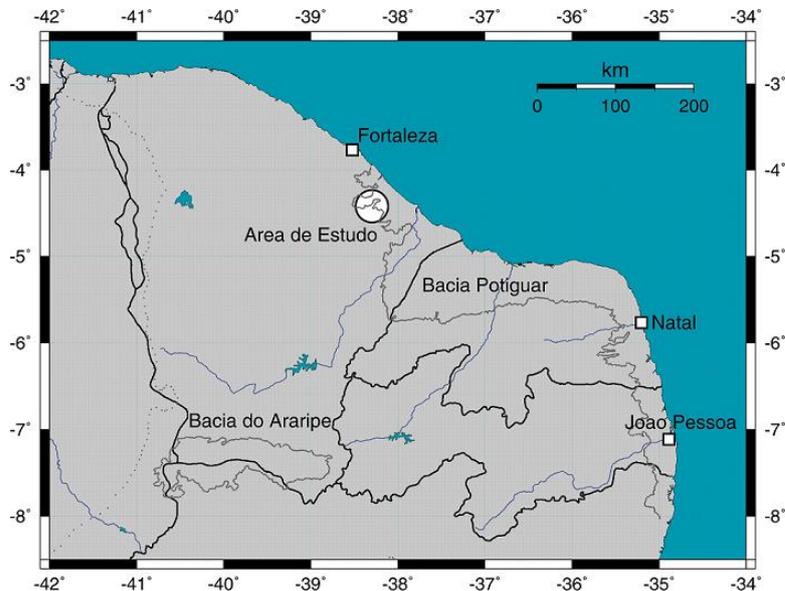


Figura 2.1: Nordeste do Brasil: o mapa mostra em cinza escuro o contorno das principais bacias do Nordeste; em azul os principais rios da região. O círculo branco destaca a área de estudo.

## 2.2 Resumo da geologia da área

A área de estudo está inserida no Domínio tectônico Setentrional da província Borborema (Almeida et al., 2000). A região é formada por rochas cristalinas e sedimentares. As rochas cristalinas englobam o Complexo Ceará, Juguaretama e Orós (calcários, quartzitos, xistos, gnaisses), além de rochas granitóides. Estas rochas ocorrem predominantemente no lado Leste e Sul da área de trabalho. Este conjunto de rochas cristalinas está deformado pela Orogênese Brasileira, que imprimiu nestas unidades foliações e zonas de cisalhamento dúcteis, todas com direção NE. Uma das mais importantes estruturas da área é a Zona de Cisalhamento Senador Pompeu. Na área de estudo, esta zona é marcada pelo alinhamento de uma unidade de quartzitos (cor laranja, localizado no canto centro sul da área)(figura 2.3).

As rochas e sedimentos englobam a Formação Barreiras e Acopiara (arenitos, conglomerados, siltitos e folhelhos), além de depósitos aluviais e eólicos (areias e argilas). Estas rochas representam a maior parte da área e recobrem o embasamento cristalino. As

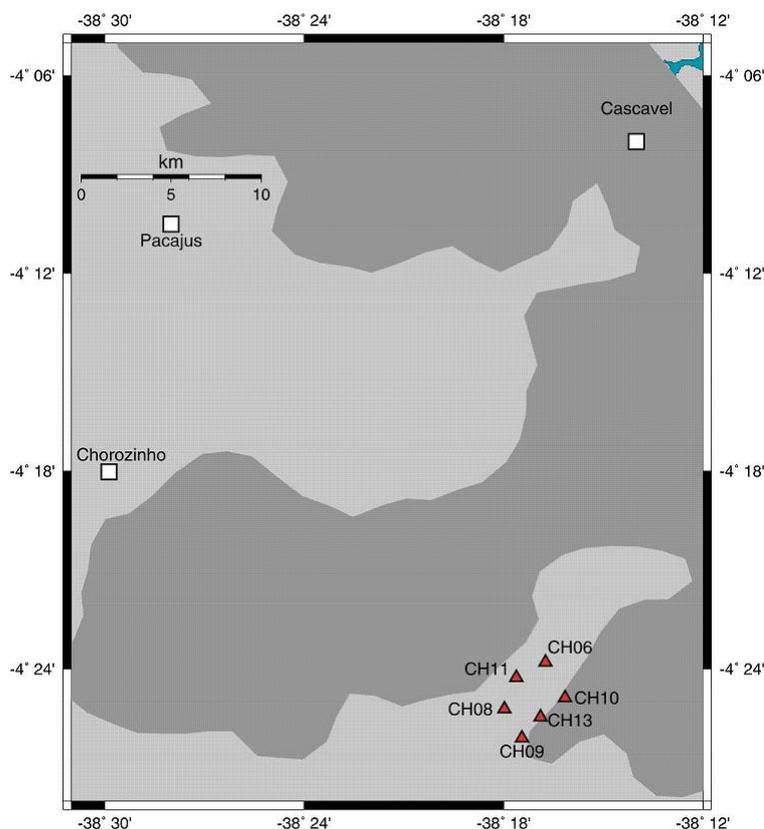


Figura 2.2: O mapa mostra um detalhe da área em estudo: Os triângulos vermelhos representam as estações sismográficas; os quadrados representam as cidades; as áreas em cinza escuro e cinza claro representam, respectivamente, a bacia Potiguar e o embasamento cristalino.

rochas sedimentares formam coberturas extensas (Formação Barreiras), ocorrem na forma de vales (depósitos aluviais) ou ao longo da costa (depósitos litorâneos). As coberturas sedimentares são pouco espessas e geralmente não ultrapassam os 50 m.

## 2.3 Anisotropia sísmica crustal

### 2.3.1 EDA

O estudo e a observação da anisotropia sísmica tomou grande impulso no início da década de 80. Desde então, consideráveis avanços teóricos e práticos foram feitos (Crampin & Peacock, 2005).

Segundo Crampin (1984a e 1984b), a anisotropia sísmica crustal é um efeito provocado pelo alinhamento de microfraturas e poros saturados por fluidos, induzido pelo regime de esforço atual presente na crosta (*Extensive Dilatancy Anisotropy* - EDA). O processo

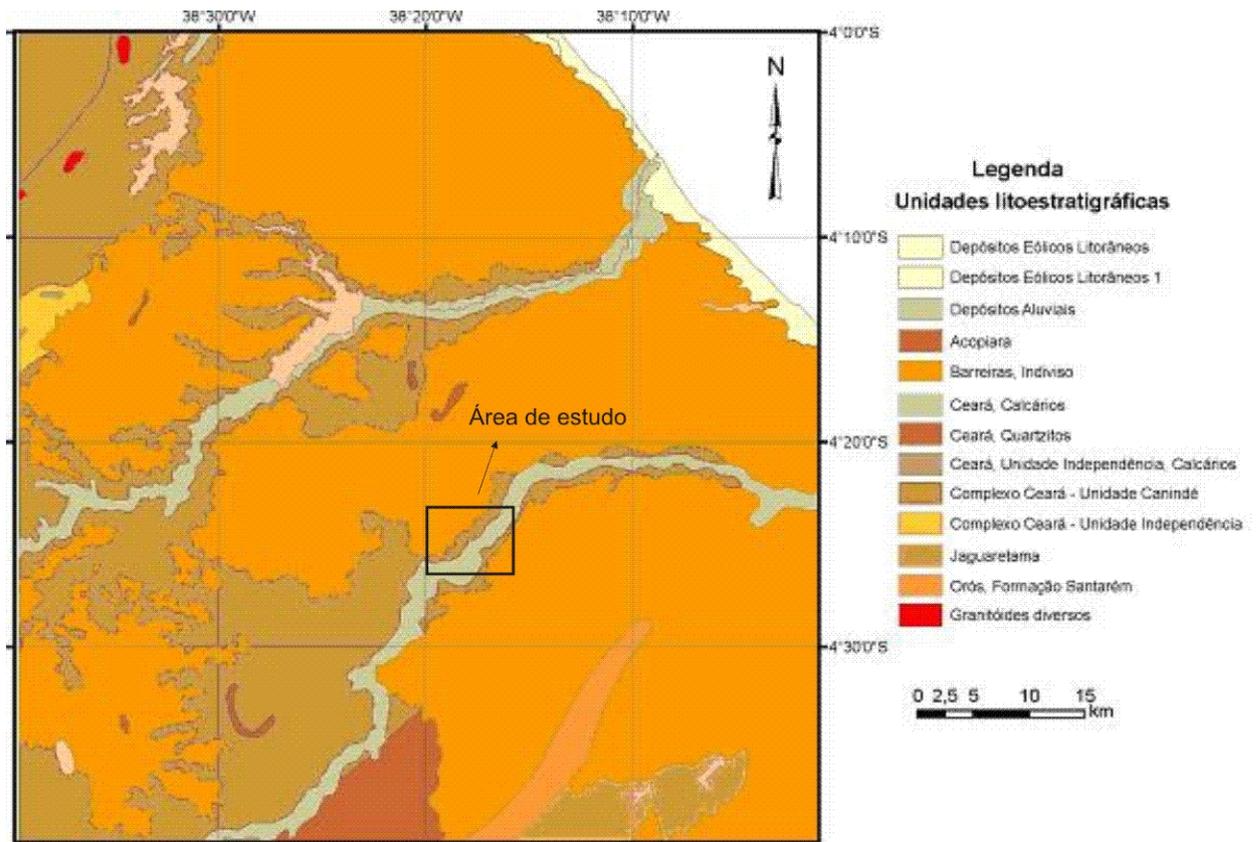


Figura 2.3: Mapa geológico simplificado da área de estudo (modificado de DNPM, 2003).

de alinhamento tem início a uma profundidade tal que o esforço vertical ( $S_V$ ) supera o esforço horizontal mínimo ( $S_h$ ). Esta profundidade está na faixa de 500 a 1000 m (Crampin & Peacock, 2005). Os poros e microfaturas saturados por fluidos são expostos a um gradiente de pressão, onde os poros alinhados perpendicularmente à direção do esforço horizontal máximo ( $S_H$ ) são cada vez mais comprimidos, forçando o escoamento de fluido para os poros paralelos à  $S_H$ . Este processo continua até atingir uma configuração geométrica tridimensional, onde em média, há muito mais poros alinhados paralelamente à  $S_H$  do que perpendicularmente (figura 2.4). O plano de alinhamento dos poros está na direção vertical (Crampin et al., 1984b).

A configuração geométrica formada pelo alinhamento de microfaturas e poros descrita acima, dá origem a um sistema de simetria hexagonal ou isotropia azimutal. Neste sistema, a velocidade das ondas sísmicas depende tanto da direção de propagação, quanto da direção de polarização.

Na onda S, o efeito deste sistema anisotrópico é de separá-la em duas ondas, cada

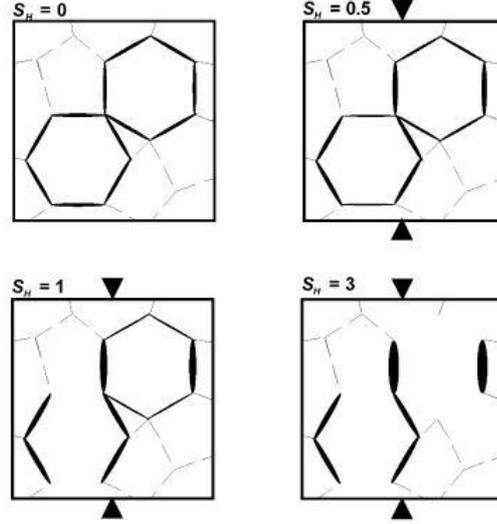


Figura 2.4: Ilustração representando a evolução do processo de alinhamento para uma distribuição inicialmente aleatória de microfaturas verticais (linhas escuras) para quatro valores crescentes de  $S_H$  (modificada de Crampin & Peacock, 2005).

uma com diferentes velocidades e direções de polarização quase ortogonais. A onda S mais rápida ( $S_1$ ) será polarizada aproximadamente na direção do alinhamento dos poros e microfaturas, ou seja, na direção de  $S_H$ .

Do ponto de vista prático, podemos obter o grau de anisotropia ( $A$ ). Esta grandeza representa a máxima diferença relativa entre as velocidades das ondas S.  $A$  é dado pela equação:

$$A = \frac{V_{S_1}^{max} - V_{S_2}^{min}}{V_{S_1}^{max}} \times 100,$$

onde  $V_{S_1}^{max}$  é a máxima velocidade da onda S mais rápida e  $V_{S_2}^{min}$ , a mínima velocidade da onda S mais lenta.

A densidade de poros normalizada,  $\epsilon = Na^3/V$ , que representa  $N$  poros de raio  $a$  em um volume  $V$ , é empiricamente equivalente a um centésimo do grau de anisotropia ( $\epsilon \equiv A/100$ ). Logo, em termos da EDA, o grau de anisotropia está diretamente relacionado à densidade de poros do meio rochoso (Crampin, 1994).

Observações e modelagem estabelecem um intervalo de valores típicos para o grau de anisotropia na crosta: 1,5% a 4,5% para observações; 1,5% a 5,5% para modelos numéricos (Crampin, 1994). Isso implica também em valores típicos para a densidade de poro normalizada de 0,015 a 0,55.

### 2.3.2 Rotação de 90° na polarização de $S_1$

Um outro fenômeno acontece quando a onda S mais rápida observada é polarizada *perpendicularmente* à direção de  $S_H$ .

Atualmente se sabe que quando os poros e microfaturas estão saturados por fluidos em pressão alta (pressão de poro alta), há um realinhamento dessas estruturas paralelamente à direção de  $S_h$ . Esta nova configuração geométrica provoca uma rotação de 90° na direção de polarização da onda S mais rápida (Crampin & Zatsepin, 1997b).

A figura 2.5 mostra o efeito do aumento da pressão de poro ( $p_f$ ) na observação do grau de anisotropia para cinco diferentes distribuições de esforços. Os valores dos eixos principais são:  $S_h = 0$ ,  $S_{H_i} = 12, 14, 16, 18, 20$  MPa e  $S_V = 20$  MPa.

Para pequenos valores de  $p_f$ , a onda S mais rápida é polarizada paralelamente à  $S_H$ . Por outro lado, para valores críticos de pressão (1 a 2 MPa abaixo do valor de  $S_H$ ), o grau de anisotropia passa a ser negativo, em outras palavras, há uma rotação de 90° na direção de polarização de  $S_1$  que então é polarizada paralelamente à  $S_h$  (perpendicular à  $S_H$ ) (Crampin et al., 2002).

Segundo Crampin et al. (2004a), o efeito da rotação de 90° da direção de polarização da onda  $S_1$  explica o grande espalhamento nos valores observados para o atraso normalizado de  $S_1$  em relação a  $S_2$  em pequenas falhas sismicamente ativas. Este espalhamento é causado por variações do volume de rocha que contém fluidos a pressões críticas circundando o plano de falha. Quando há a ocorrência de um sismo, acontece a liberação do esforço local inicialmente armazenado. Logo, cada sismo que ocorre nas vizinhanças do plano de falha contribui para uma mudança no regime de esforços local. Assim, os raios sísmicos provenientes de sismos posteriores percorrerão trajetórias com pressões de poro diferentes.

A figura 2.6 mostra o efeito simplificado do efeito de diferentes volumes (diferentes segmentos de trajetória do raio) de alta pressão de poro nas vizinhanças de uma falha vertical, induzindo uma rotação de 90° na polarização de  $S_1$ , para uma trajetória vertical de um sismo de profundidade focal de 10 km. O atraso normalizado (tempo de atraso dividido pela distância percorrida pelo raio sísmico) observado na superfície será positivo ou negativo, dependendo se o segmento com alta pressão de poro é maior ou menor que a metade da trajetória percorrida pelo raio sísmico do hipocentro até a superfície (Crampin

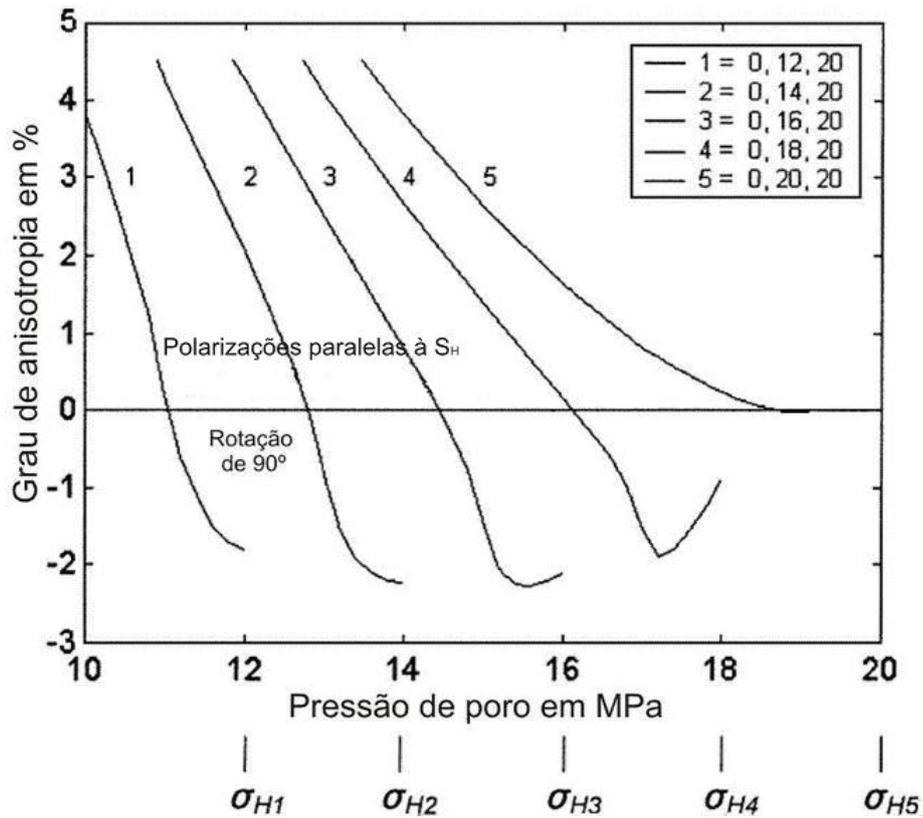


Figura 2.5: Simulação numérica exemplificando a variação do grau de anisotropia com o aumento da pressão de poro para cinco diferentes regimes de esforços. O efeito de rotação de  $90^\circ$  na polarização da onda S mais rápida ocorre quando o grau de anisotropia se torna negativo, enquanto a pressão de poro aproxima-se do valor de  $S_H$ . A tabela no canto superior direito mostra os cinco diferentes eixos principais de esforço:  $S_h$ ,  $S_H$  e  $S_V$  (modificado de Crampin et al., 2002).

et al., 2004a).

A figura 2.6 sugere que o valor máximo do atraso normalizado, e não o valor médio, é o valor mais próximo do atraso real de  $S_1$  em relação à  $S_2$  da rocha *in situ* (Crampin et al., 2004a).

### 2.3.3 Anisotropia da onda S como diagnóstico do regime de esforços crustais

O efeito da anisotropia na onda S é o de separá-la em duas ondas de polarizações quase ortogonais e diferentes velocidades. Este fenômeno é identificado ao se analisar um sismograma de três componentes. Em oposição, a anisotropia sísmica crustal através da onda P é difícil identificar, além de haver necessidade de observação de um grande número

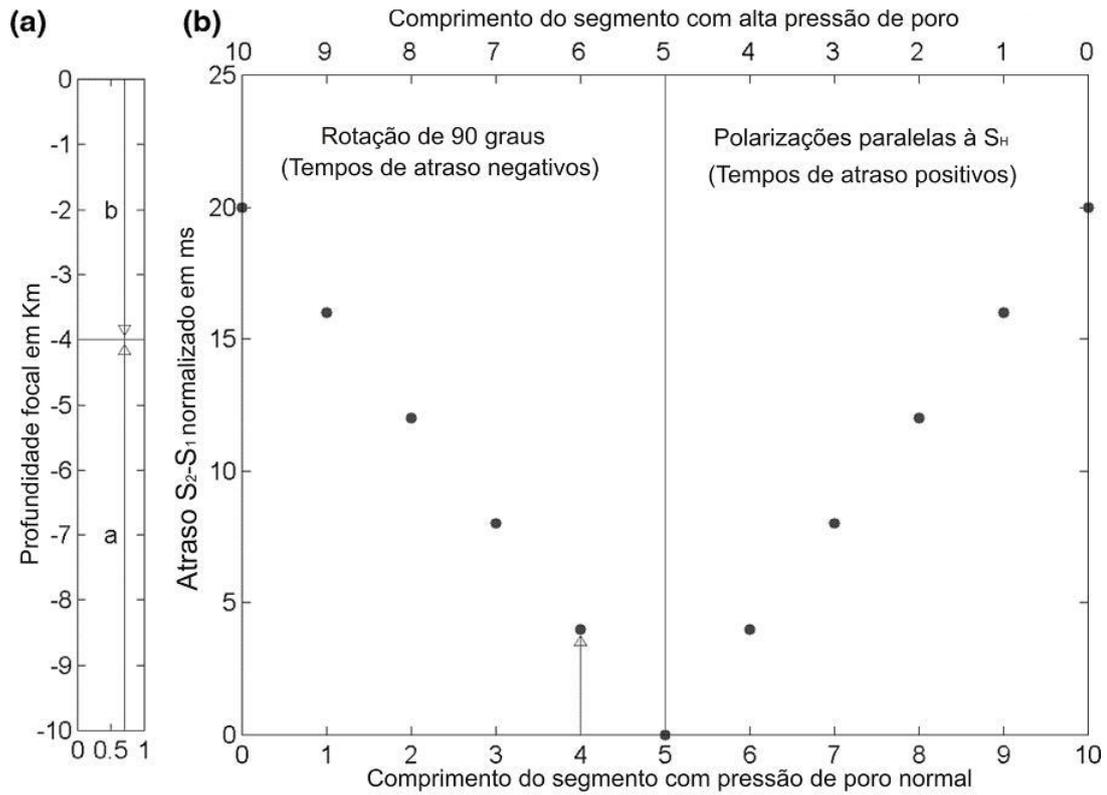


Figura 2.6: Simulação numérica exemplificando o efeito da alta pressão de poro nas observações dos tempos de atraso normalizados de  $S_1$  em relação a  $S_2$ .  $a$  e  $b$  representam os comprimentos dos segmentos de trajetória submetidos a pressões de poro críticas e a pressões de poros normais, respectivamente (modificada de Crampin et al. 2004a).

de trajetórias de diferentes raios sísmicos para cobrir um vasto intervalo de direções de propagação (Crampin, 1984a).

Segundo Crampin & Peacock (2005), um grande avanço na geofísica atual, foi o reconhecimento de que as distribuições de microfaturas saturadas por fluidos na Terra são tão compactamente espaçadas que podem ser consideradas sistemas críticos aproximando-se de um estado de criticalidade de fratura. Sendo este o caso, a anisotropia das ondas S monitoraria diretamente deformações de pré-fraturamento, com grande sensibilidade a mudanças na geometria dessas microfaturas e, conseqüentemente, a mudanças no regime de esforços das rochas *in situ*.

Observações de anisotropia pelas ondas S sugerem que a maioria das rochas que estão próximas do estado de criticalidade de fratura, apresentam grau de anisotropia de cerca de 5,5%. Acima deste estado, as microfaturas e poros estão tão compactamente

espaçados que começam a perder a resistência ao cisalhamento, dando início assim a fraturas e possível ocorrência de terremotos.

## 2.4 Estudos da anisotropia sísmica crustal no Nordeste do Brasil

Outras explicações para a anisotropia sísmica crustal já foram apresentadas em outros trabalhos. Brocher & Christensen (1990) sugerem como causa da anisotropia observada, a presença foliações em rochas metasedimentares no Alaska.

Recentemente, alguns estudos sobre anisotropia sísmica crustal foram realizados na região Nordeste do Brasil, mais especificamente na região de João Câmara-RN (do Nascimento et al., 2002) e na região de Açu (do Nascimento et al., 2004). Ambos apresentam resultados interessantes em que a causa da anisotropia sísmica crustal foi interpretada como sendo devida às foliações pré-cambrianas presentes na respectivas regiões de estudo.

Segundo Crampin (2004a), o estudo feito na região de João Camara-RN também pode ser explicado pelo fenômeno da rotação de  $90^\circ$  na direção de polarização da onda S mais rápida, pois como os sismos usados neste trabalho eram muito superficiais (profundidades em torno de 2 Km), as trajetórias dos raios sísmicos seriam em sua maior parte segmentos de massa rochosa a altas pressões de poro (seção 2.3.2).

Outro estudo foi realizado na região de Açu-RN, e apresentam resultados que desfazem a ambigüidade encontrada no trabalho de João Câmara. Neste trabalho, a direção de polarização da onda  $S_1$  foi observada ser paralela à direção dos lineamentos do pré-cambriano e formava um ângulo de  $45^\circ$  com a direção de  $S_H$ . Isto pode, a princípio, descartar como causa principal da anisotropia crustal na região o mecanismo da EDA, bem como o fenômeno da mudança em  $90^\circ$  na polarização da onda S mais rápida (mecanismo que não pode ser descartado em João Câmara).

Como pode-se notar, este assunto ainda está em debate. Neste contexto, a presente dissertação fornece um conjunto novo de dados e interpretação para enriquecer o debate e apresentar novas perspectivas no estudo e entendimento da anisotropia crustal no Brasil.

# CAPÍTULO 3

## Metodologia

Neste capítulo, apresentaremos uma breve introdução teórica, bem como os procedimentos práticos e computacionais para a determinação hipocentral e para a análise da anisotropia sísmica crustal na região. Adicionalmente, fornece informações sobre a metodologia de processamento e interpretação das anomalias magnéticas da região. Também será apresentado o tipo de aparelho utilizado para os registros dos sismogramas e a seleção dos sismos utilizados para determinação hipocentral.

### 3.1 Aquisição e seleção dos dados

De setembro de 1997 até março de 1998, uma rede de 6 estações sismográficas digitais de três componentes operou na região de Cascavel-CE. Cada estação era composta por três sismômetros S-13 e um registrador PDAS-100 Teledyne Geotech. A frequência natural dos sismômetros é de 1Hz e sensibilidade de  $629 \text{ Vm}^{-1}\text{s}^{-1}$  (do Nascimento, 2002).

De acordo com Scherbaum (1996), para um sinal ser unicamente representado a uma taxa de discretização de  $f_{dec}$ , o mesmo não pode apresentar um conteúdo de energia maior do que  $f_{dec}/2$ , que é conhecida como frequência de Nyquist. O registrador PDAS-100 utiliza uma frequência de digitalização de 1000 amostras por segundo, que devido a questões de restrições na memória de armazenamento no campo, à época, foi redigitalizado numa taxa de 200 e 500 amostras por segundo. Este processo cria um efeito espúrio no sinal: a chegada da onda P é contaminada e pode ter sua leitura prejudicada. Logo, foi preciso aplicar um filtro que corrigisse este efeito nos dados para evitar complicações nas leituras dos sinais (do Nascimento, 2002) (figura 3.1). O filtro *anti-alias* foi aplicado

em apenas uma parte dos dados (devido a problemas com o *software*), o que reduziu o número de sismos disponíveis.

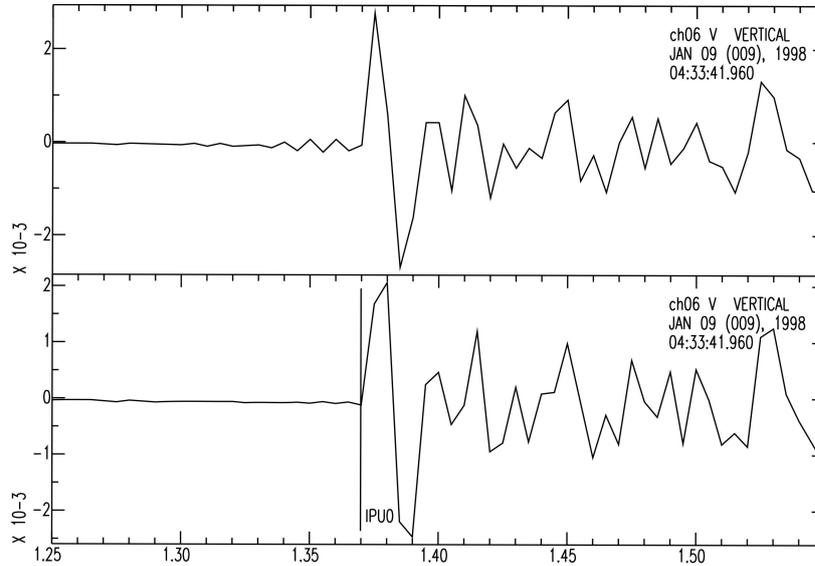


Figura 3.1: A figura mostra 2 sismogramas do mesmo evento: O sismograma superior apresenta o efeito *alias*, dificultando a marcação da chegada da onda P. O sismograma inferior foi usado o filtro *anti-alias* para corrigir o sinal.

## 3.2 Determinação hipocentral

### 3.2.1 Programa para determinação hipocentral e modelo de velocidades

Denomina-se hipocentro de um sismo, o local a partir do qual origina-se a irradiação das ondas sísmicas. Para a determinação hipocentral dispomos como informação apenas dos sismogramas registrados nas estações sismográficas digitais e da posição das mesmas.

Nesta dissertação, utilizamos o programa HYPO71 (Lee & Lahr, 1975) para determinar a localização dos sismos registrados nas estações sismográficas disponíveis. O HYPO71 requer como dado de entrada um arquivo com formato específico trazendo informações sobre os instantes de chegada das ondas *P* e *S* para cada estação. Para a leitura dos instantes de chegada das ondas, utilizamos o programa SAC (*Seismic Analysis Code*). Através deste programa, podemos, por inspeção visual, marcar o tempo de chegada de cada tipo de onda (*P* e *S*) em cada estação. Podemos também atribuir um fator de quali-

dade para cada leitura a ser utilizada pelo HYPO71 na localização hipocentral. Este peso reflete o grau de certeza do intérprete na leitura do tempo de chegada de cada onda.

Adicionalmente, fornecemos as localizações de cada estação e o modelo de velocidade utilizado.

Adotamos para esta dissertação o modelo de velocidade usado por Villar (2000) (embora utilizemos dados diferentes), que consiste em um semi-espaco infinito, homogêneo e isotrópico, com a velocidade da onda  $P$ ,  $V_P = 5,68 \text{ Km/s}$  e a razão  $V_P/V_S = 1,63$ .

### 3.2.2 Método de Geiger

Para a localização hipocentral, o HYPO71 utiliza o método de Geiger. Este método consiste em supor uma solução inicial para o hipocentro  $(t_0, x_0, y_0, z_0)$ . A partir desta solução inicial calcula-se o tempo de chegada previsto da onda  $P$ ,  $t_i = t_i(t_0, x_0, y_0, z_0)$ . Esse tempo difere do tempo de chegada observado  $\tau_i$  por:

$$r_i = \tau_i - t_i$$

onde  $r_i$ , é o resíduo no tempo de chegada da onda  $P$  para a  $i$ -ésima estação. A fim de minimizar o resíduo, introduz-se um incremento à solução inicial de  $(\Delta t_0, \Delta x_0, \Delta y_0, \Delta z_0)$ , obtendo-se agora um novo resíduo

$$r'_i = \tau_i - t'_i(t_0 + \Delta t_0, x_0 + \Delta x_0, y_0 + \Delta y_0, z_0 + \Delta z_0)$$

Usando-se uma expansão em Série de Taylor de primeira ordem, podemos reescrever a equação dos resíduos como

$$r'_i = \underbrace{\tau_i - t_i}_{=r_i} - \frac{\partial t_i}{\partial x_0} \Delta x_0 - \frac{\partial t_i}{\partial y_0} \Delta y_0 - \frac{\partial t_i}{\partial z_0} \Delta z_0 - \Delta t_0$$

Reagrupando os termos, ficamos com:

$$\Delta r_i = c_{ij} s_j$$

onde  $\Delta r_i = r_i - r'_i$  e  $c_{ij} = \frac{\partial t_i}{\partial x_j}$  com  $j$  variando entre os índices  $(1, 2, 3, 4)$  que representam as coordenadas  $(x, y, z)$  e o tempo  $t$ .  $s_j$  representa o incremento na solução inicial a fim

de diminuir o resíduo. Em forma matricial temos:

$$\begin{pmatrix} \Delta r_1 \\ \Delta r_2 \\ \vdots \\ \Delta r_i \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \frac{\partial t_1}{\partial x_0} & \frac{\partial t_1}{\partial y_0} & \frac{\partial t_1}{\partial z_0} & 1 \\ \frac{\partial t_2}{\partial x_0} & \frac{\partial t_2}{\partial y_0} & \frac{\partial t_2}{\partial z_0} & 1 \\ \vdots & \vdots & \vdots & 1 \\ \frac{\partial t_i}{\partial x_0} & \frac{\partial t_i}{\partial y_0} & \frac{\partial t_i}{\partial z_0} & 1 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \Delta x \\ \Delta y \\ \Delta z \\ \Delta t \end{pmatrix}$$

Nesta dissertação utilizamos um modelo de crosta simplificado, representada por um semi-espaço infinito, homogêneo e isotrópico. Através deste modelo, representamos a função tempo de viagem da onda sísmica pela equação:

$$t_i = t_0 + \frac{d_i}{v}$$

onde  $d_i$  é a distância entre o hipocentro e a  $i$ -ésima estação e  $t_0$  é o tempo de origem. Ainda podemos escrever  $d_i$  da seguinte forma:

$$d_i = \frac{[(x_i - x_0)^2 + (y_i - y_0)^2 + (z_i - z_0)^2]^{1/2}}{v}$$

Logo, obtemos a expressão para cada derivada dentro da matriz. Como exemplo:

$$\frac{\partial t_i}{\partial x_0} = \frac{x_i - x_0}{v \times d_i}$$

O mesmo ocorre para as variáveis  $y_0$  e  $z_0$ . Reescrevendo a equação matricial, temos:

$$\begin{pmatrix} \Delta r_1 \\ \Delta r_2 \\ \vdots \\ \Delta r_i \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \frac{x_1 - x_0}{v \times d_1} & \frac{y_1 - y_0}{v \times d_1} & \frac{z_1 - z_0}{v \times d_1} & 1 \\ \frac{x_2 - x_0}{v \times d_2} & \frac{y_2 - y_0}{v \times d_2} & \frac{z_2 - z_0}{v \times d_2} & 1 \\ \vdots & \vdots & \vdots & 1 \\ \frac{x_i - x_0}{v \times d_i} & \frac{y_i - y_0}{v \times d_i} & \frac{z_i - z_0}{v \times d_i} & 1 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \Delta x \\ \Delta y \\ \Delta z \\ \Delta t \end{pmatrix}$$

Essa equação é resolvida pelo HYPO71 usando o método dos mínimos quadrados, encontrando uma solução para os incrementos  $\Delta x_0, \Delta y_0, \Delta z_0, \Delta t_0$ . Adicionando a solução da equação à suposta solução inicial, se minimiza o resíduo do tempo de chegada. O procedimento é repetido iterativamente até que o ajuste hipocentral  $\sqrt{\Delta x^2 + \Delta y^2 + \Delta z^2}$  seja menor que 0,05 km.

O HYPO71 nos dá como saída uma tabela com informações sobre a longitude, latitude, profundidade, hora de origem de cada evento, etc. No apêndice A é apresentada o arquivo de saída do HYPO71 que consiste em uma lista dos eventos registrados em todas as seis estações.

## 3.3 Anisotropia sísmica

### 3.3.1 Propriedades do meio contínuo

As rochas que compõem o interior da Terra são formadas por uma variedade muito grande de minerais de diferentes composições químicas, sistemas cristalinos e propriedades elásticas. A forma de propagação das ondas sísmicas em tais rochas está intrinsicamente relacionada às duas últimas características citadas. A equação da onda sísmica deriva de uma relação bem conhecida, a Lei de Hooke. Na literatura pode-se encontrar essa equação geralmente se referindo a um sistema oscilante massa-mola,  $F = -kx$ , onde  $F$  é a força de resistência ao movimento aplicada pela mola na massa,  $k$  é a constante de força e  $x$  é a deformação da mola com relação ao seu ponto de equilíbrio. No nosso caso, esta equação é aplicada a um meio contínuo e passa a ser uma relação tensorial. As grandezas envolvidas aqui são o tensor deformação,  $e_{kl}$ , o tensor esforço,  $\sigma_{ij}$  e o tensor rigidez elástica (ou tensor elástico),  $C_{ijkl}$ . Também conhecida por relação esforço-deformação, a equação da Lei de Hooke generalizada fica (Crampin, 1984a):

$$\sigma_{ij} = C_{ijkl} e_{kl} \equiv \sum_{k=1}^3 \sum_{l=1}^3 C_{ijkl} e_{kl}; \quad (3.1)$$

O tensor elástico,  $C_{ijkl}$ , é um tensor de quarta ordem com 81 ( $3^4$ ) componentes. Entretanto, devido à simetria dos tensores esforço e deformação, o número de componentes independentes de  $C_{ijkl}$  se reduz de 81 para 36. Assim, é possível representar o tensor elástico em notação compacta como uma matriz  $C_{ij}$  de 36 componentes. Considerações de energia de deformação de um cristal permitem mostrar que esta matriz é simétrica,  $C_{ij} = C_{ji}$ , de modo que o caso mais geral de um sólido elástico é representado por apenas 21 constantes elásticas independentes (Crampin, 1984a).

As propriedades elásticas de um meio podem variar com a direção; se isso ocorre, o meio é dito ser anisotrópico. Em contraste, se um meio é isotrópico, suas propriedades são as mesmas em qualquer direção, e pode-se mostrar que o número de componentes independentes do tensor elástico é reduzido a dois:

$$C_{ijkl} = \lambda \delta_{ij} \delta_{kl} + \mu (\delta_{il} \delta_{jk} + \delta_{ik} \delta_{jl}), \quad (3.2)$$

onde  $\lambda$  e  $\mu$  são conhecidos por parâmetros de Lamé do meio e  $\delta_{ij}$  é o delta de Kronecker ( $\delta_{ij} = 1$  para  $i = j$ ,  $\delta_{ij} = 0$  para  $i \neq j$ ). Junto com a densidade do meio, os parâmetros de Lamé definem as velocidades sísmicas no material isotrópico. A relação esforço-deformação (3.1) para um meio isotrópico fica assim:

$$\begin{aligned}\sigma_{ij} &= \left( \lambda \delta_{ij} \delta_{kl} + \mu (\delta_{il} \delta_{jk} + \delta_{ik} \delta_{jl}) \right) e_{kl} \\ &= \lambda \delta_{ij} e_{kk} + 2\mu e_{ij};\end{aligned}\tag{3.3}$$

### 3.3.2 Efeito da anisotropia nas ondas $S$

Em um meio anisotrópico a solução da equação de onda fornece três raízes reais para cada direção de fase de propagação (Crampin, 1984a). As raízes correspondem a três ondas sísmicas com direções de movimento de partículas ortogonais e diferentes velocidades: uma  $P$  e duas  $S$ . A onda  $P$  (mais rápida) tem sua direção de polarização paralela à direção de propagação e as duas ondas  $S$  são polarizadas transversalmente à direção de propagação e ortogonais entre si (figura 3.2).

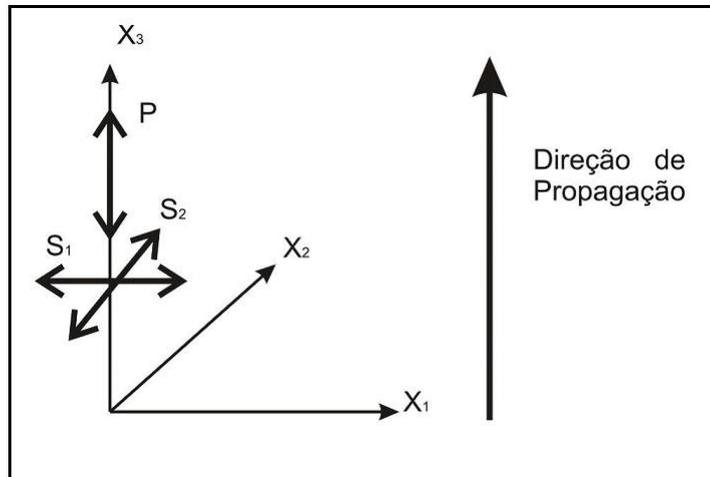


Figura 3.2: Direções de polarização das ondas sísmicas: Onda  $P$  provoca vibrações paralelas à direção de propagação. As ondas  $S$  vibram transversalmente entre si e perpendiculares à direção de propagação (Modificada de Rowlands, 1995).

Ao entrar em uma região anisotrópica, cada fase de uma onda  $S$  se propagará com diferentes velocidades, isso irá, geralmente, dividi-la em duas ondas transversais com diferentes polarizações e velocidades fixas para cada direção de propagação particular.

Esse fenômeno é análogo à birrefringência da luz polarizada por um mineral, onde ao passar por um cristal anisotrópico (calcita) o raio de luz sofre uma dupla refração, separando-se em dois, cada qual com diferentes velocidades e direções de polarização ortogonais (figura 3.3).

No caso das ondas sísmicas, devido à diferença entre as velocidades das duas ondas  $S$ , elas vão sofrer uma separação no tempo. Essa diferença nos tempos de chegada nos permite identificar no sismograma o registro da chegada de duas ondas (figura 3.4 e 3.5):  $S_1$  (rápida) e  $S_2$  (lenta).

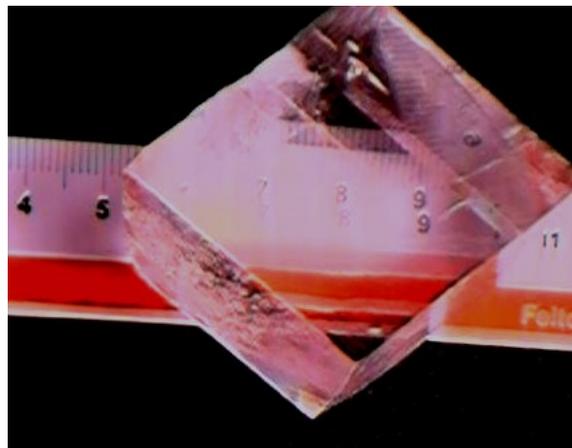


Figura 3.3: Fenômeno da birrefringência da luz: Efeito provocado pela anisotropia óptica da calcita, que consiste na divisão de um raio de luz em dois, com velocidades distintas e, portanto com distintos ângulos de refração.

### 3.3.3 Metodologia para a análise da anisotropia sísmica

Antes de se processar as informações obtidas pelos sismogramas, é necessária uma seleção dos dados para se evitar uma interpretação equivocada sobre a anisotropia. Essa necessidade se dá pois toda incidência não-normal das ondas  $S$  está sujeita a alterações quando incidem na superfície livre. Essas distorções são devidas às diferenças entre os coeficientes de transmissão e reflexão das ondas  $S$  em ângulos não-normais (Nuttli, 1961; Evans, 1984). Na prática, isso significa que fora de certos ângulos de incidência, o movi-

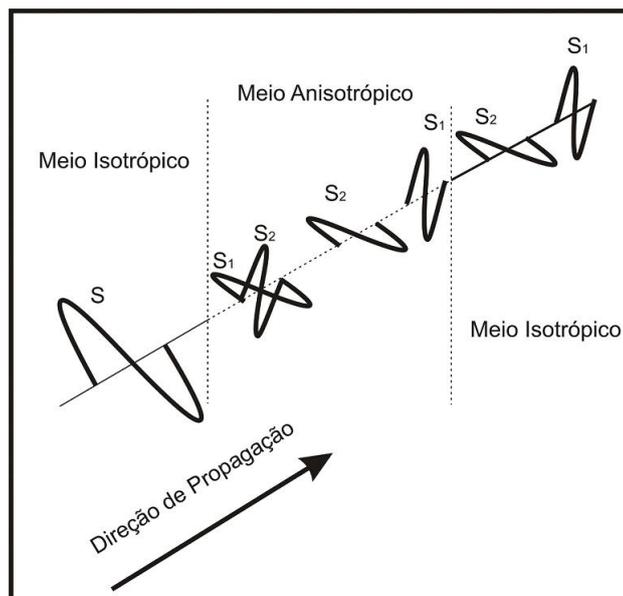


Figura 3.4: Ao entrar no meio anisotrópico as duas fases da onda  $S$  sofrerão uma separação no tempo. Após sair do meio anisotrópico a assinatura da anisotropia ainda estará lá, na forma de um atraso da onda  $S_2$  (lenta) (Modificada de Rowlands, 1995).

mento das ondas  $S$  registrado nos sismogramas (onda transmitida) não corresponde à onda  $S$  incidente. O caso mais crítico acontece quando há uma conversão na superfície de uma onda  $S$  para uma onda  $P$  que viajará paralelamente à superfície (Nuttli, 1961). Quando esta onda  $P$  chegar até uma estação pode ser interpretada como sendo uma onda  $S$  de polarização horizontal (figura 3.6). Assim, é preciso definir um intervalo de ângulos de incidência na qual o movimento mostrado pelo sismograma possa ser considerado uma boa representação da onda incidente. Esse intervalo é chamado de *SWW* (*Shear-wave Window*). A literatura nos fornece um ângulo crítico na qual as ondas  $S$  sofrerão menor interferência devido a reflexões e conversões  $S$ - $P$  na superfície (Nuttli, 1961; Evans, 1984).

$$i_c = \arcsin V_S/V_P$$

Assim, para  $V_P/V_S = 1,63$ ,  $i_c \approx 37,8^\circ$ . Logo  $SWW \leq 37,8^\circ$ . Fazendo mais uma vez analogia com a onda de luz, percebemos que isso corresponde ao fenômeno da reflexão interna total, responsável pelos efeitos de miragem.

Na análise da anisotropia sísmica de uma região, depois de ser feita a restrição acima citada ( $SWW \leq 37,8^\circ$ ), pode-se então medir dois parâmetros que caracterizam o meio anisotrópico:

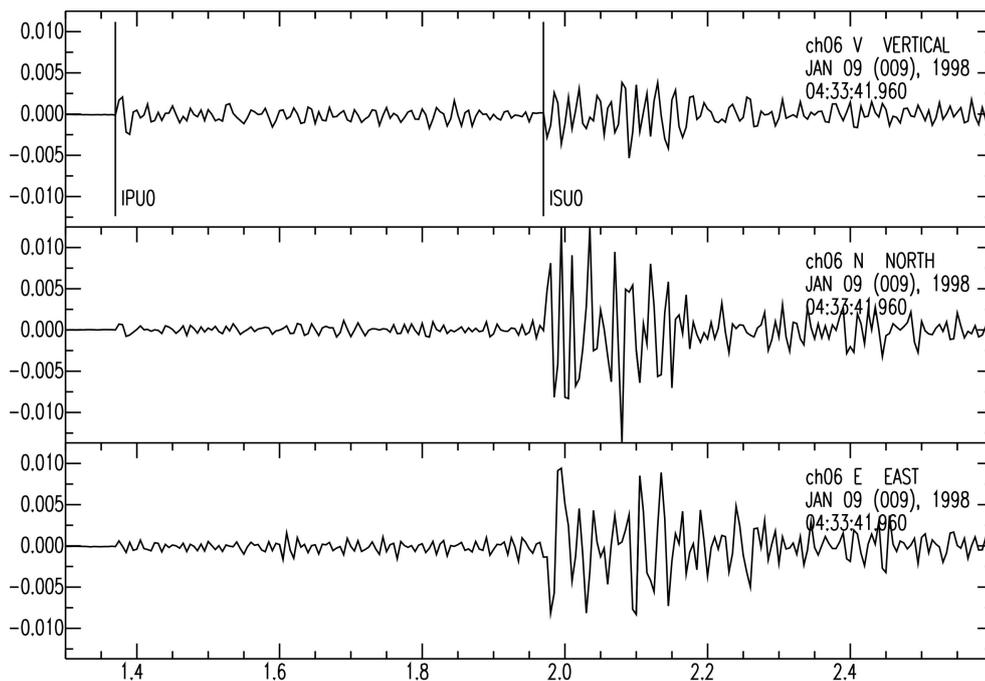


Figura 3.5: Exemplo típico de uma sismograma com três componentes. Este evento foi registrado pela estação ch06 no dia 09 de janeiro de 1998 às 04h33min .

1. A direção de polarização da onda  $S_1$  (onda  $S$  mais rápida);
2. O tempo de atraso na chegada da onda  $S_2$  em relação à  $S_1$ .

Todo o procedimento prático para o cálculo destes dois parâmetros é realizado com o auxílio do programa SAC. Neste programa podemos visualizar os sismogramas de cada evento analisado. Além do sismograma, podemos utilizar outro método de visualização, o diagrama de polarização (DP). Um DP consiste da projeção, em um plano específico, do movimento das partículas do meio para intervalos de tempos sucessivos (figura 3.8). Para uma certa janela de tempo, teremos três DP's de planos mutuamente ortogonais que mostram o movimento de partícula provocado pela chegada da onda em questão. No nosso caso, apenas nos interessa o movimento no plano horizontal das partículas, pois estamos tratando com incidências quase verticais da onda  $S$ .<sup>1</sup> Para encontrar a direção de polarização da onda  $S_1$ , podemos girar o sistema de referência do sismograma em intervalos angulares sucessivos até atingir o ponto em que a diferença no tempo de chegada entre

<sup>1</sup>Ondas  $S$  com ângulos de incidência altos estão mais vulneráveis a complicações, principalmente devido a conversões  $S$ - $P$  na superfície, que causará uma interpretação equivocada dos dados (Nuttli, 1961; Evans, 1984).

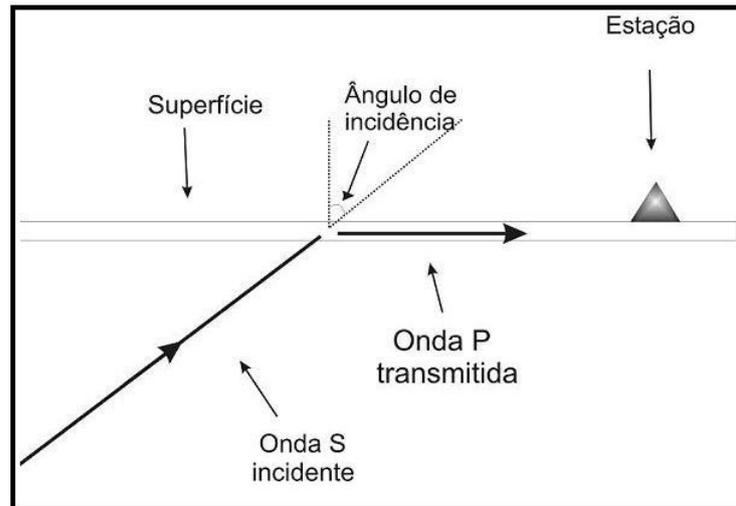


Figura 3.6: Ao incidir na superfície com um ângulo de incidência maior que o ângulo crítico, a onda  $S$  gera uma onda  $P$  próximo à estação.

a onda  $S_1$  e a onda  $S_2$  é máxima (matematicamente isto é feito multiplicando o vetor de dados por matrizes de rotação correspondendo a um giro em um ângulo específico). O ângulo de giro total nos dará a direção de polarização da onda  $S$  mais rápida. Neste ponto, é também medido o tempo de atraso da onda  $S_2$  em relação à  $S_1$ .

Estas duas características podem nos dar informações sobre as estruturas geológicas causadoras da anisotropia na região. E se a análise da anisotropia for feita em termos da EDA, a direção de polarização da onda  $S_1$  e o tempo de atraso entre as ondas  $S$ , nos darão, respectivamente, informações sobre a densidade de microfraturas e poros e sobre a direção de  $S_H$  na região.

### 3.4 Levantamento aeromagnético da região de Cascavel

Conforme exposto, a região de Cascavel é coberta por sedimentos. Essa cobertura dificulta a medida, em campo, da direção do fabric pré-cambriano. Dessa forma, utilizamos dados aeromagnéticos da região como auxílio à determinação da direção da trama dúctil pré-cambriana.

Registre-se aqui que o conjunto destes dados, seu processamento e a interpretação dos lineamentos foram feitos por David Castro (comunicação pessoal).

O conjunto de dados aeromagnéticos da região de Cascavel foi obtido através dos

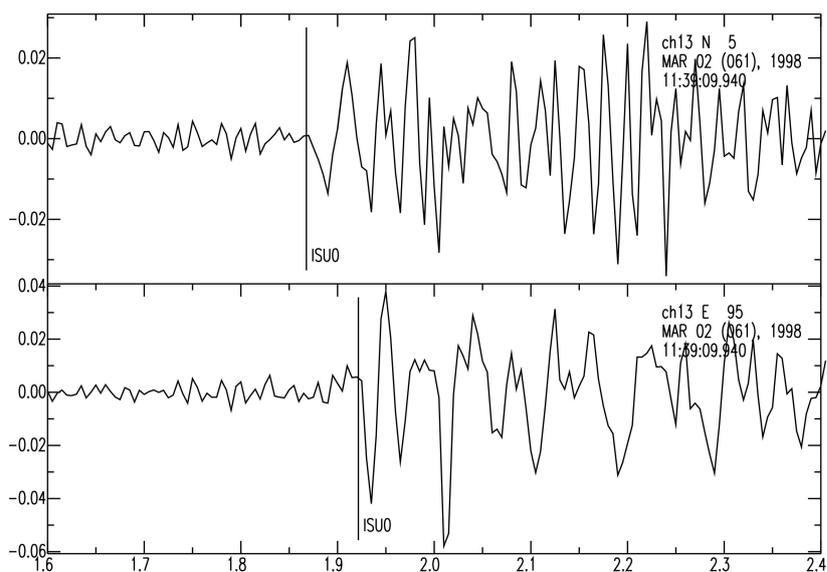


Figura 3.7: Exemplo típico do registro da chegada das ondas  $S_1$  e  $S_2$ . O sismograma foi rotacionado em  $5^\circ\text{N}$ . Este evento foi registrado pela estação ch13 no dia 09 de março 02 de 1998 às 11h39min.

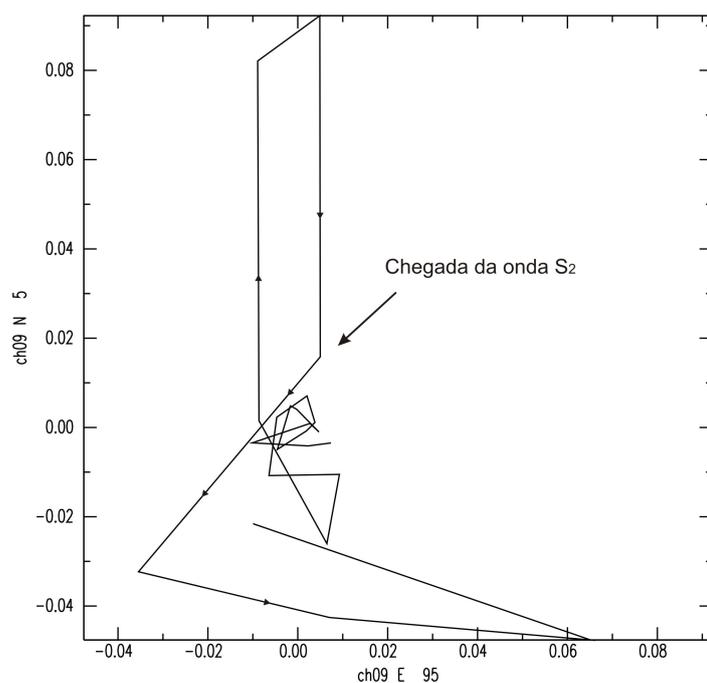


Figura 3.8: Diagrama de polarização referente ao sismograma da figura 3.7: O gráfico representa o movimento de partícula no plano horizontal.

projetos Itatira e Bacia Potiguar, cedidos pelo Serviço Geológico Brasileiro (CPRM) e Agência Nacional do Petróleo (ANP), respectivamente. O Projeto Itatira cobre a parte oeste da área pesquisada e foi executado em 1977, recobrando uma área de  $38.000 \text{ km}^2$  na porção centro-norte do Ceará, com linhas de vôo orientadas na direção N-S e espaçadas em

0,5 km. A altura de vôo foi de 150 m. Por sua vez, o Projeto Bacia Potiguar cobre a parte leste da área estudada e foi executado em 1987, recobrando uma área de  $44.600 \text{ km}^2$  nas porções norte do Rio Grande do Norte e nordeste do Ceará, com linhas de vôo orientadas na direção  $N20^\circ W$  e espaçadas em 2,0 km. A altura de vôo deste levantamento foi de 500 m. Após sua aquisição, os dados foram pré-processados com a correção da variação diurna e remoção do campo geomagnético de referência (International Geomagnetic Reference Field - IGRF).

Por apresentarem parâmetros de aquisição distintos, os dados dos referidos projetos foram processados separadamente e, posteriormente, concatenados, seguindo critérios estatísticos para sua integração final. A rotina de processamento constou das seguintes etapas: a) interpolação dos dados em uma malha regular de 1,0 km, empregando-se o método kriging, baseando-se na análise de variogramas da distribuição espacial das estações de medidas; b) aplicação de funções co-seno direcional para atenuar os ruídos devido à concentração dos dados segundo as direções das linhas de vôo dos levantamentos; c) aplicação de filtro de Continuação Para Cima nos dados do Projeto Itatira para simular o comportamento do campo geomagnético na mesma altitude de vôo (0,5 km) do Projeto Bacia Potiguar; d) redução dos dados ao pólo magnético com o intuito de centrar as anomalias magnéticas sobre suas fontes e atenuar o efeito da declinação magnética no campo geomagnético da região de Cascavel; e e) aplicação da derivada vertical de primeira ordem para realçar a assinatura magnética dos contatos geológicos e feições estruturais.

# CAPÍTULO 4

## Resultados obtidos

Neste capítulo, apresentaremos os resultados obtidos, na área de estudos, utilizando os dados coletados nas estações sismográficas. A análise desses dados permitiu a delimitação, através da localização hipocentral, de uma zona de falha muito semelhante à obtida por Vilar (2000) para a mesma região. Um outro resultado obtido é a interpretação da anisotropia na área.

### 4.1 Delineação da zona de falha

Conforme a metodologia utilizada para a determinação hipocentral descrita no Capítulo 3, foi obtido um mapa hipocentral da área (figura 4.1).

Antes da execução do programa HYPO71, houve a necessidade de se fazer uma correção nos tempos de chegada das ondas, devido a uma discrepância na sincronização dos relógios das estações (Takeya, comunicação pessoal).

Após a localização de todos os eventos, selecionamos apenas os dados registrados em todas as 6 estações no período de 27 de setembro a 05 de dezembro de 1997, e de 01 de janeiro a 05 de março de 1998.

As estações foram instaladas em afloramentos do embasamento cristalino, isso provoca uma baixa atenuação das ondas sísmicas, proporcionando a observação de uma boa qualidade dos dados. A figura 4.2 mostra os valores observados para os erros horizontais e verticais, para o rms e para o gap.

Decidimos fazer uma seleção nos dados, utilizando o seguinte critério:  $rms \leq 0,02s$ ,  $erh \leq 0,5km$  e  $erv \leq 0,2km$ . Isso levou a um total de 92 eventos usados para a delimitação

da zona de falha.

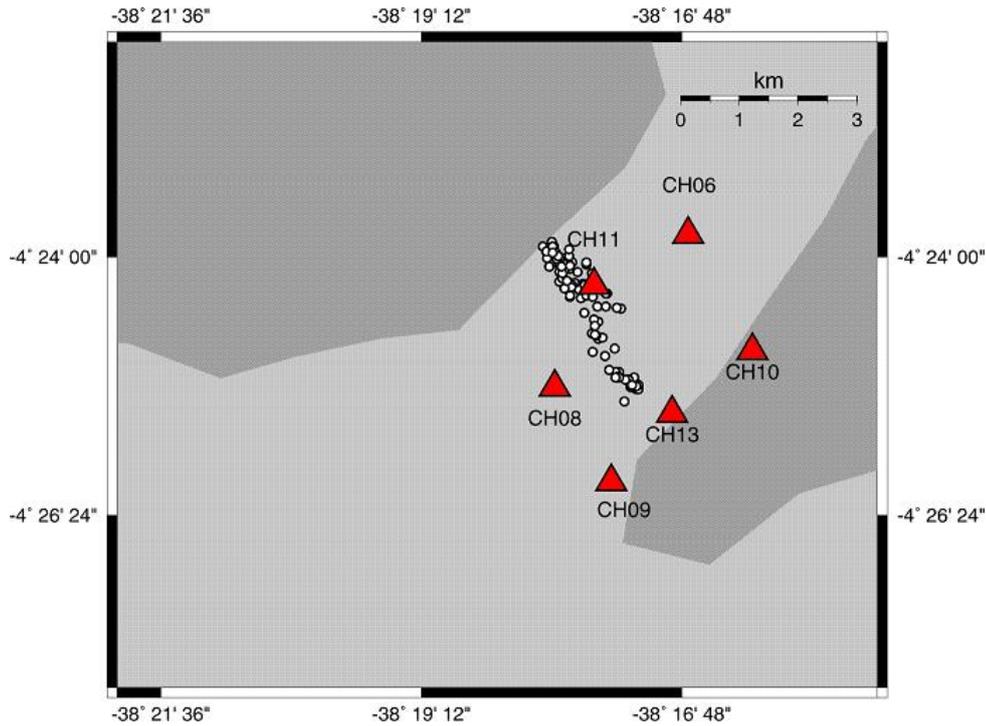


Figura 4.1: Mapa da região apresentando a localização dos sismos utilizados nesta dissertação (círculos brancos). As estações são representadas pelos triângulos vermelhos.

De acordo com Vilar (2000), o plano de falha na região de Cascavel apresenta um azimute de  $145^{\circ}\text{N}$  e um mergulho de  $76^{\circ}$ . Para a delimitação da zona de fratura, calculamos por regressão linear a reta que melhor ajusta a projeção do plano de falha na superfície, considerando a falha vertical. Obtivemos um azimute de  $148^{\circ}\text{N}$ , mostrando concordância com os resultados de Vilar (2000). A figura 4.3 mostra os mapas em projeções paralela e perpendicular ao plano de falha.

Devido à boa qualidade dos dados, concluímos que justifica-se a escolha de um semi-espaco infinito para o modelo crustal, que é o modelo mais utilizado em estudos de sismicidade realizados no Nordeste do Brasil (Ferreira et al., 1987, 1995, 1998).

## 4.2 Anisotropia sísmica

Conforme metodologia utilizada para a análise da anisotropia, apresentamos os resultados obtidos para a direção de polarização da onda S mais rápida para cada estação (figura 4.5), exceto para as estações ch09 e ch10 devido à incerteza, na chegada das ondas  $S_1$  e

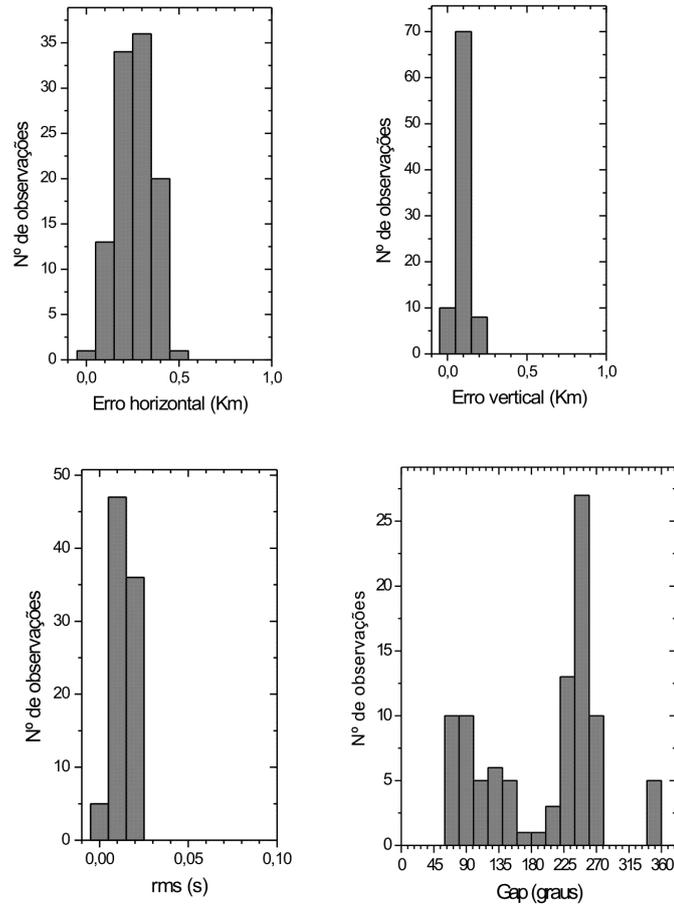


Figura 4.2: Histogramas dos parâmetros obtidos pelo HYPO71: erro horizontal (erh), erro vertical (erv), rms e gap (máximo intervalo azimutal entre duas estações referente a cada epicentro localizado).

$S_2$ , gerada por sinais ruidosos. Com relação às demais estações (ch06, ch08, ch11 e ch13), as chegadas das ondas S eram muito claras (figuras 4.6 e 4.7).

Para a análise da anisotropia, optou-se por selecionar apenas os dados com qualidades A e B e gap menor que  $180^\circ$ . Adicionalmente, o maior ângulo de incidência observado foi de  $31^\circ$ , estando assim todos os sismos dentro da SWW (seção 3.3.3). Todos estes fatores proporcionam confiabilidade no cálculo dos parâmetros de anisotropia.

A figura 4.8 mostra, para cada estação, gráficos da direção de polarização contra os parâmetros: ângulo de incidência, azimute (direção entre estação e epicentro) e o tempo atraso normalizado entre  $S_1$  e  $S_2$ . A ausência de correlação entre estes parâmetros e as direções de polarização, reforçam a legitimidade de nossa interpretação de anisotropia através da separação das ondas S.

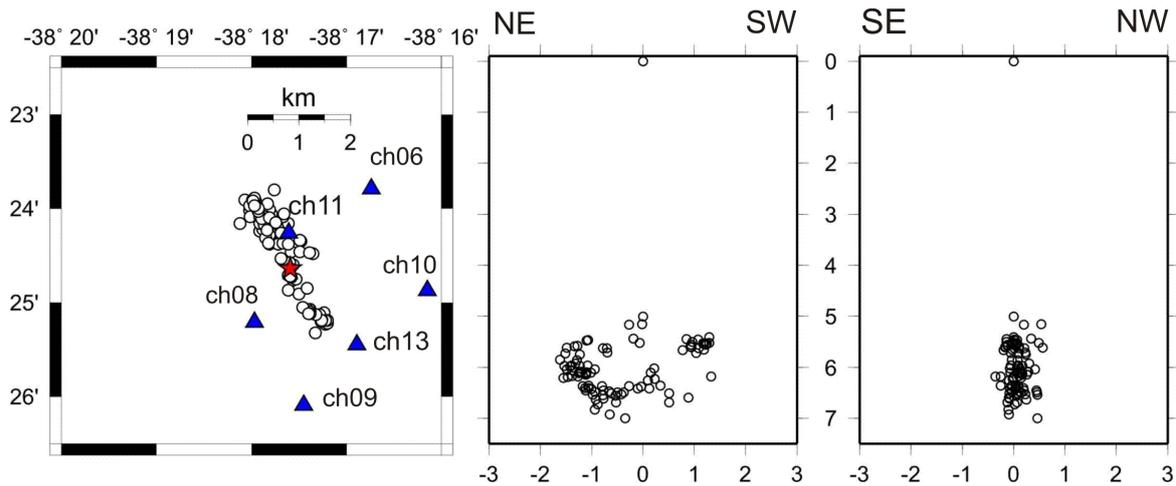


Figura 4.3: Mapa dos eventos utilizados para delineação da zona de fratura: O mapa da esquerda é uma representação em planta da área de estudo, onde os círculos representam os epicentros, os triângulos azuis representam as estações e a estrela vermelha é o ponto a partir da qual passa a linha que forma os planos verticais paralelos e perpendicular à linha de falha. Os outros dois mapas são as projeções dos eventos em dois planos verticais: Plano paralelo à falha (esquerda); plano perpendicular à falha (direita). Os círculos localizados na superfície correspondem ao mesmo ponto representado pela estrela vermelha do mapa em planta. Os demais círculos representam a localização dos eventos.

### 4.3 Assinatura magnética

O mapa de anomalias magnéticas da região de Cascavel revela um relevo magnético suave a médio, com variações do campo entre -60 e 30 nT e alinhamentos magnéticos orientados preferencialmente para NE-SW (Figura 4.9).

Três unidades magnéticas podem ser individualizadas na região, mesmo que suas assinaturas magnéticas não apresentem variações muito pronunciadas entre si. A unidade magnética MU - I ocupa o limite noroeste da área e é representada pelo predomínio de

PARÂMETROS	CH06		CH08		CH11		CH13	
Nº de observações	34		33		16	10	25	
A (%)	0,29	2,25	0,38	3,38	0,27	3,12	0,85	3,74
Polarização média (graus)	143		129,2		167,6	9	9	
Desvio padrão p/ pol. (graus)	16,2		16,5		31,1	10,5	7,4	

Figura 4.4: Tabela mostrando os valores máximo e mínimo para o grau de anisotropia A, a polarização média e o desvio padrão para cada estação. Note que a estação ch11 apresenta dois valores para a polarização média e para o desvio, correspondendo à dois conjuntos distintos de polarizações.

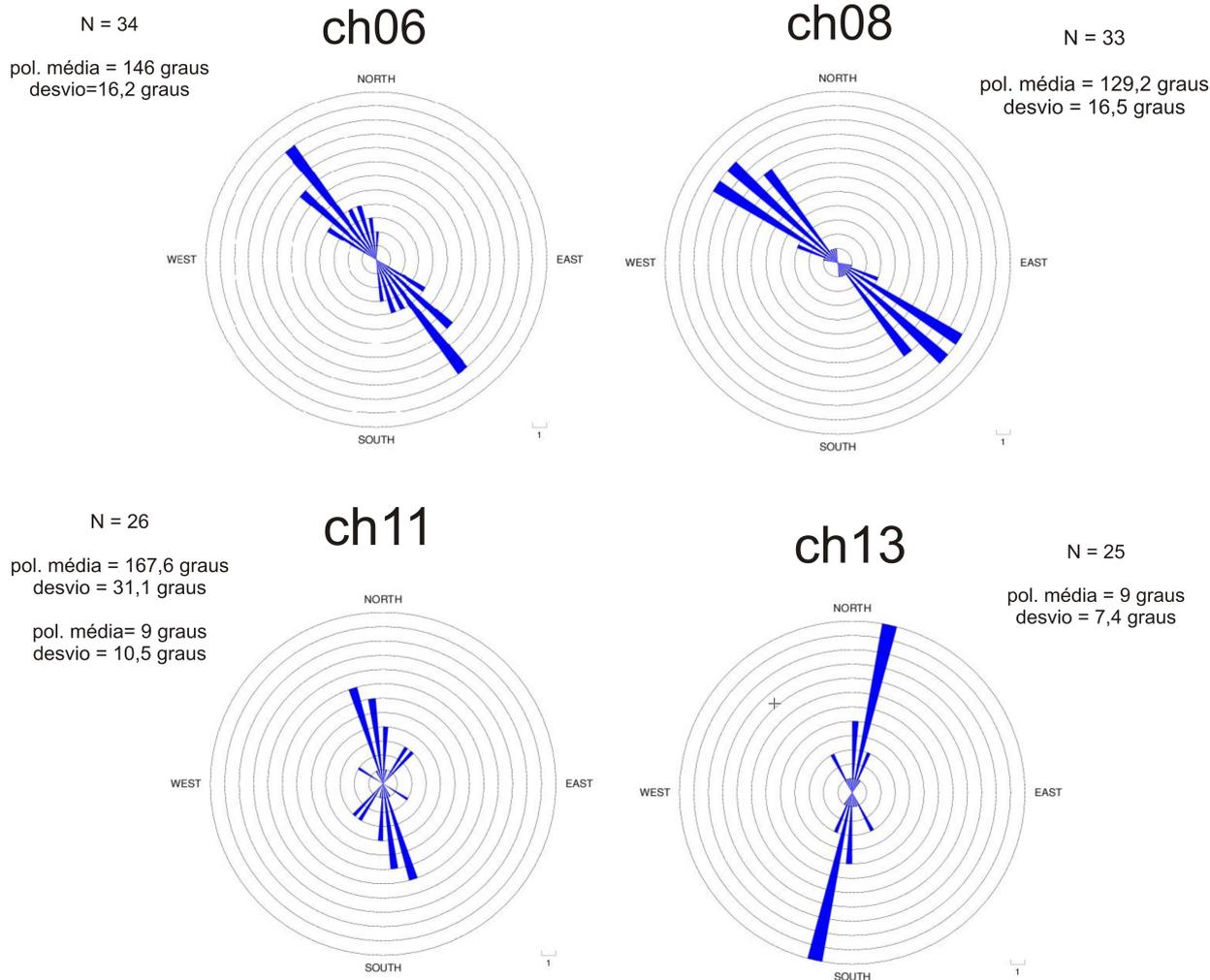


Figura 4.5: Diagramas de roseta mostrando as polarizações de  $S_1$  para cada estação. Cada círculo concêntrico representa uma observação para a direção de polarização representada pela barra azul. As legendas mostram valores do número de observações (N), da polarização média e do desvio padrão, para cada estação.

anomalias negativas ( $\leq -50$  nT), cruzadas em baixo ângulo por poucas, mas expressivas, anomalias positivas (figura 4.10). Tais anomalias são bem pronunciadas no mapa da derivada vertical de primeira ordem (Figura 4.11). A unidade magnética MU - II ocupa toda a porção central da área, sendo caracterizada por um relevo magnético mais suave, com variações de -30 a 5 nT. Duas anomalias positivas marcantes ocorrem a leste de Cascavel e no extremo SW desta unidade, respectivamente. O comportamento da derivada de primeira ordem é dominado por extensas anomalias positivas de pequeno a médio comprimento de onda (5 a 50 km) e orientação preferencial para N30°E. Por fim, a unidade

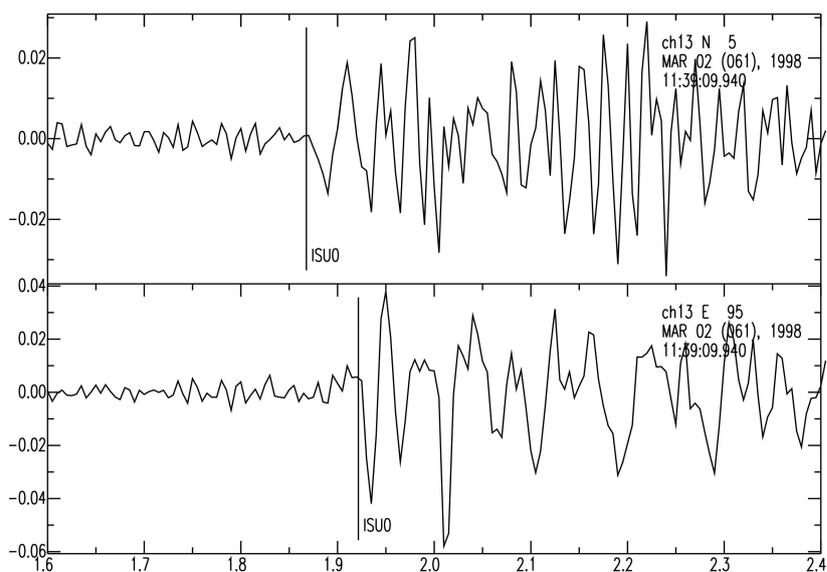


Figura 4.6: Simograma rotacionado em 5°N, mostrando boa clareza na chegada das ondas S. Este evento foi registrado pela estação ch13 no dia 09 de março 02 de 1998 às 11h39min.

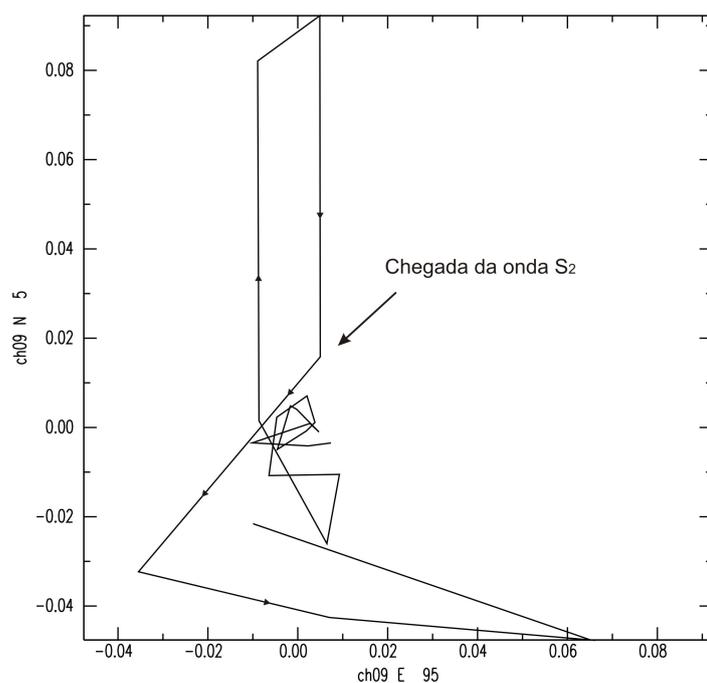


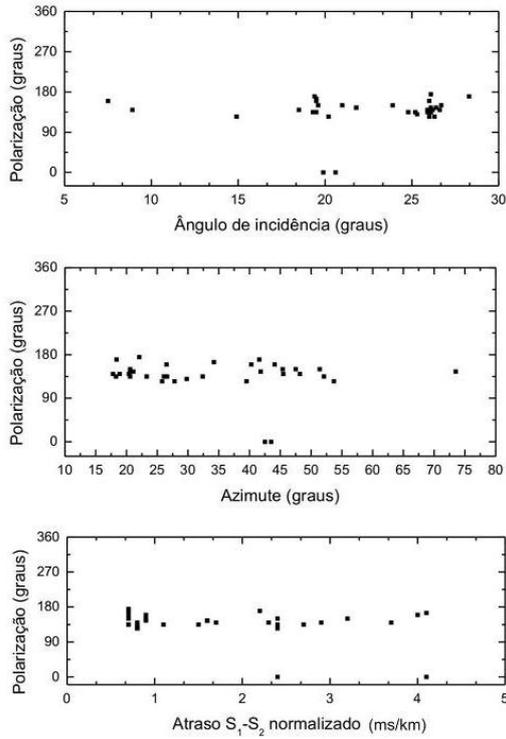
Figura 4.7: Diagrama de polarização referente ao sismograma da figura 4.6.

MU - III situa-se no limite leste da área pesquisada e é caracterizada por um relevo magnético suave e negativo (-45 a -20 nT), limitado a leste por uma anomalia positiva de até 20 nT. No mapa da derivada vertical, a resposta magnética desta unidade apresenta esparsas anomalias positivas de direção NE-SW e baixas amplitudes.

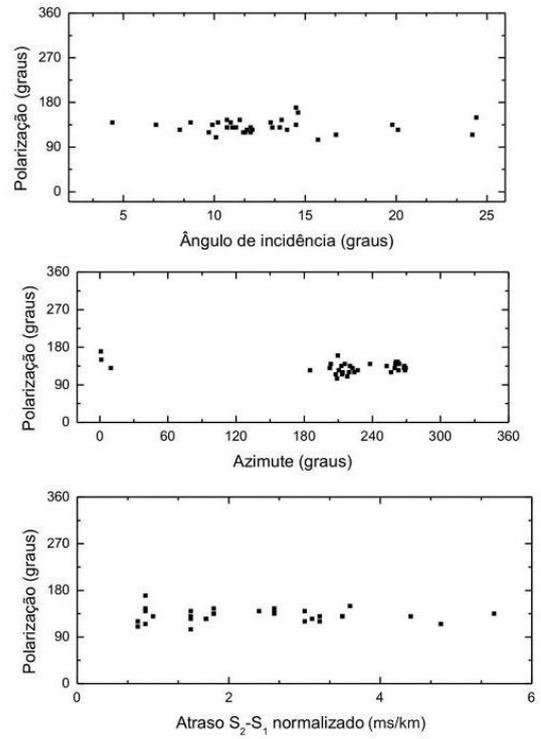
Na figura 4.12 é apresentado um histograma em roseta mostrando a direção dos lineamentos obtidos a partir da interpretação da figura 4.10. Observe que a direção preferencial desses lineamentos é aproximadamente NE-SW conforme antecipado na figura 4.9.

Ao total, foram medidos 3079 pontos, com cada par de pontos representando uma direção (Davi Castro, comunicação pessoal). Ou seja, lineamentos extensos são representados por vários pontos, indicando a direção do mesmo.

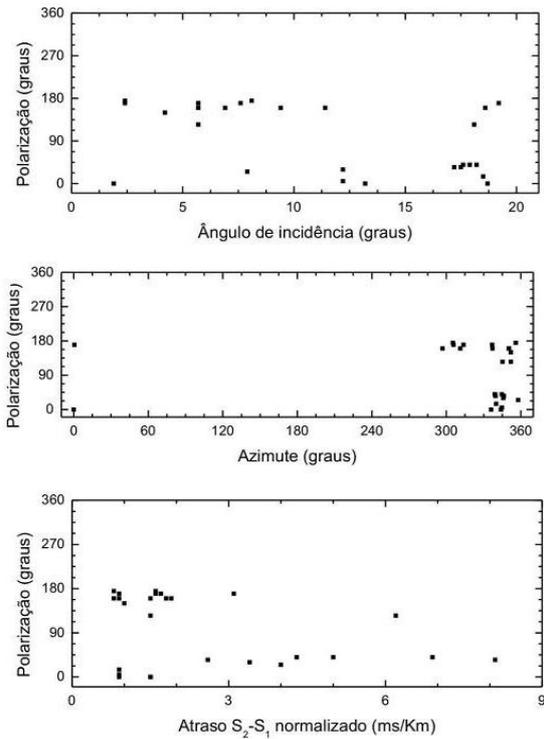
### ch06



### ch08



### ch11



### ch13

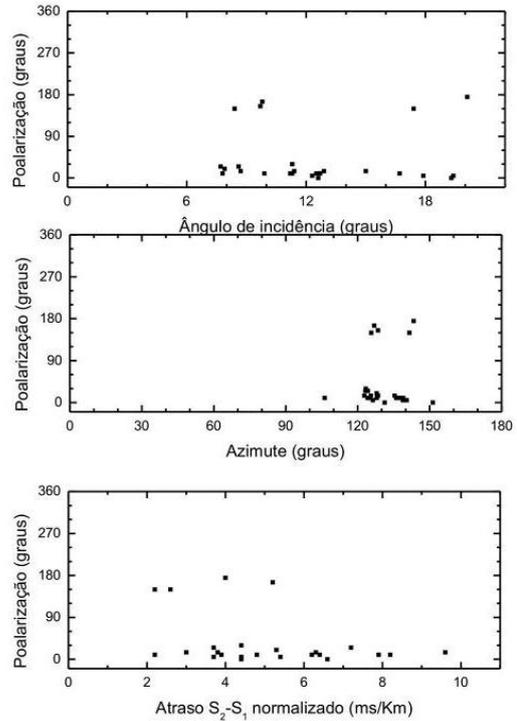


Figura 4.8: Gráficos da polarização contra ângulo de incidência, azimute e tempo de atraso normalizado para as estações ch06, ch08, ch11 e ch13.

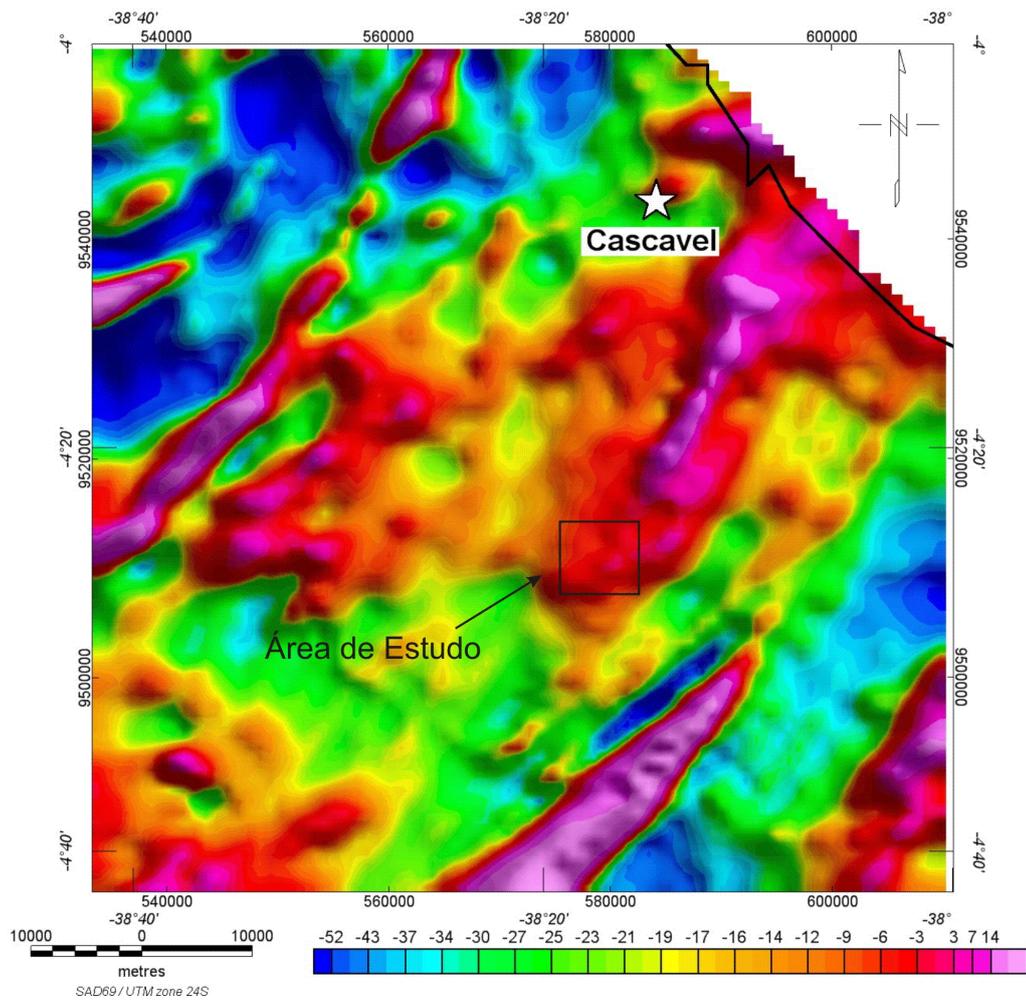


Figura 4.9: Mapa de anomalia magnética da região de Cascavel.

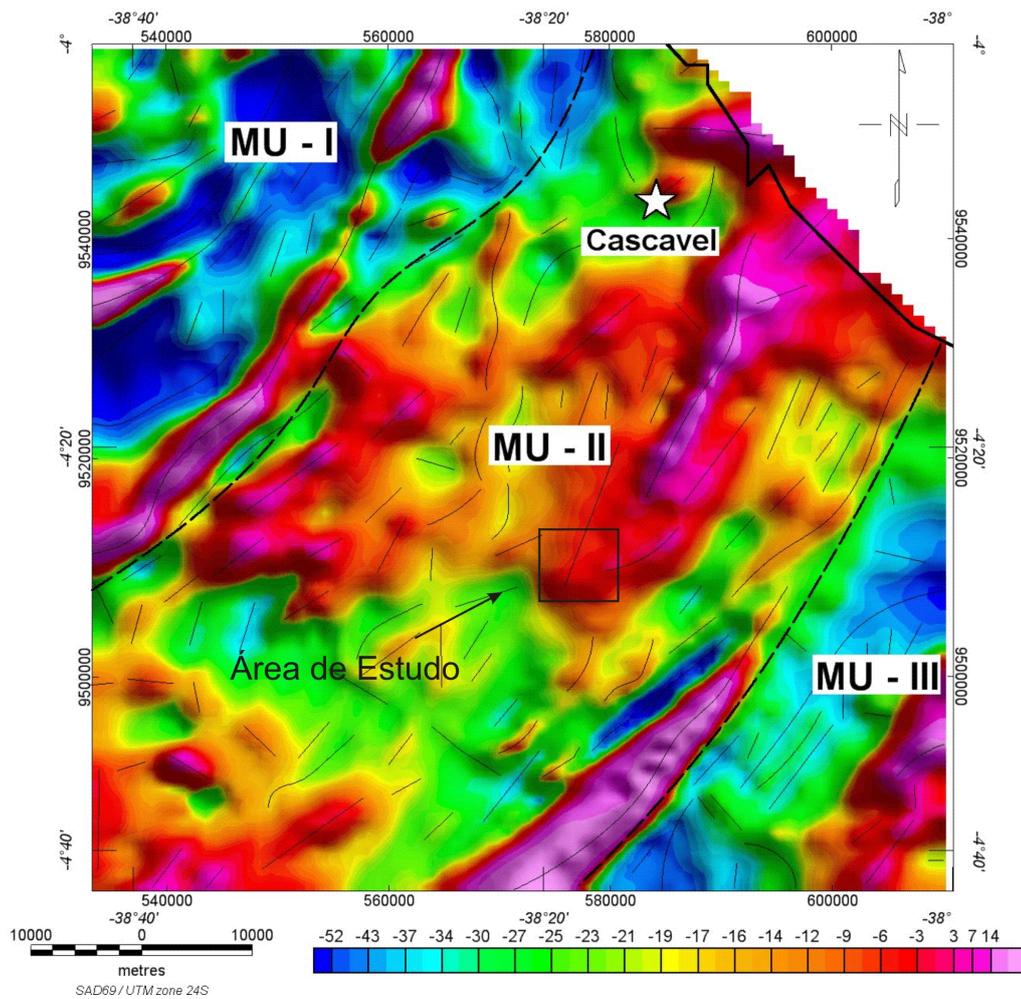


Figura 4.10: Mapa mostrando lineamentos, preferencialmente orientados na direção NE-SW, obtidos a partir da assinatura magnética da região de Cascavel.

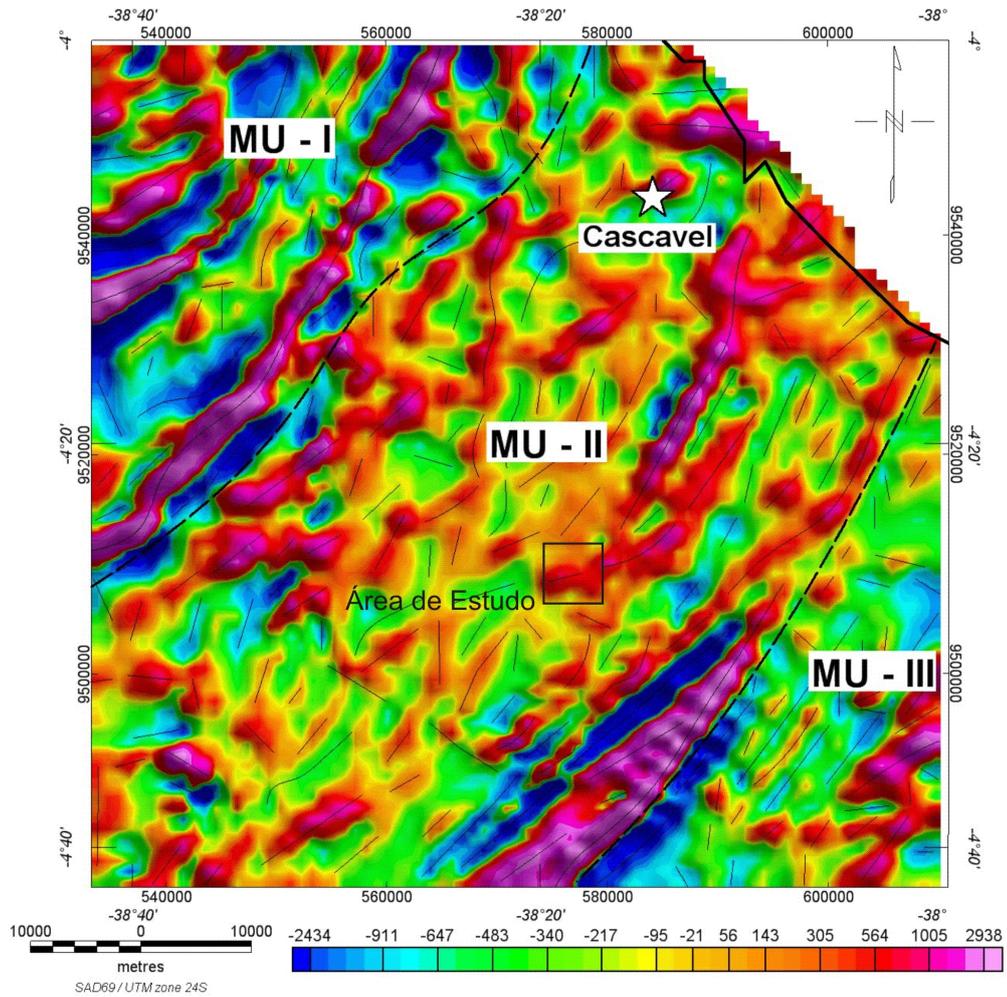


Figura 4.11: Mapa da derivada vertical de primeira ordem, evidenciando os contornos da anomalia magnética da região.

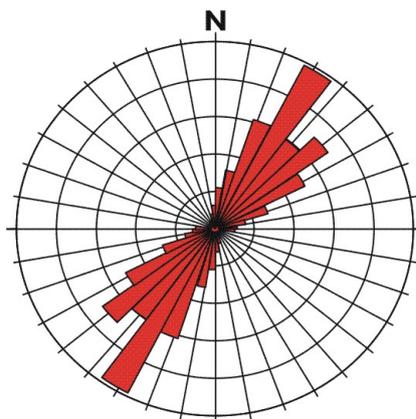


Figura 4.12: Diagrama em roseta mostrando a direção média dos lineamentos obtidos pela assinatura magnética.

# CAPÍTULO 5

## Interpretação conjunta dos resultados

Neste capítulo, com base nos resultados obtidos de determinação hipocentral, anisotropia sísmica e assinatura magnética da região em estudo, proponho um mecanismo para explicar a causa da anisotropia sísmica na região de Cascavel-CE. Como será mostrado, o modelo aqui proposto é consistente com todas as informações geológicas e geofísicas da área.

### 5.1 Causa da anisotropia na região

Segundo Vilar (2000), a direção do eixo de compressão, P, obtida para a região de Cascavel é de  $93^\circ\text{N}$ . A literatura tem mostrado que a diferença entre a orientação dos eixos P e T da solução do mecanismo focal e as direções principais do campo de esforços não são maiores que  $30^\circ$  (McKenzie, 1969). Em contrapartida, trabalhos anteriores têm apresentado orientações NW-SE para o eixo P na região (Ferreira 1997 e Ferreira et al. 1998). Assim concluímos que a direção de  $S_H$  máximo para a região de Cascavel, seguindo os resultados de Vilar (2000) e levando em conta os resultados dos trabalhos citados, apresenta orientação NW-SE, podendo atingir até  $123^\circ\text{N}$ .

Observa-se que as direções de polarização da onda  $S_1$  observadas na estações ch06 e ch08, coincidem, em média, com a direção de  $S_H$  na região. Sendo assim, a anisotropia seria controlada pelo mecanismo da EDA.

Por outro lado, observa-se que as direções de polarização da onda  $S_1$  observadas na estação ch13 (figura 4.5), podem ser interpretadas de duas maneiras:

- Primeira interpretação: Rotação de  $90^\circ$  na direção de polarização da onda S mais

rápida, devido ao fato de a falha estar com uma pressão de fluido alta. Isto é corroborado pelo fato dessa estação estar sobre a zona de fratura. Assim os raios que percorrem trajetórias desde o hipocentro até a estação, percorreriam uma massa rochosa que estaria sobre alta pressão de poro.

- Segunda interpretação: A polarização de  $S_1$  coincide com o fabric pré-cambriano (do Nascimento et al., 2002), sendo este o mecanismo causador da anisotropia observada nessa estação.

Na estação ch11 são observados dois conjuntos de polarizações distintos. Um paralelo e outro perpendicular à  $S_H$ . Se o efeito da anisotropia observado na estação ch13 for devido à rotação de  $90^\circ$  na polarização de  $S_1$ , a anisotropia observada na estação ch11 dependerá se a trajetória seguida pelo raio sísmico desde o hipocentro até a estação se dá ao longo do plano de falha ( primeira interpretação para a estação ch13) ou segue uma trajetória fora do plano de falha (caso das estações ch06 e ch08).

Devido à ambiguidade na interpretação de polarização nas estações ch11 e ch13, não é possível determinar, de maneira inequívoca, as observações nestas estações. Outra explicação seria a a segunda interpretação no caso da estação ch13.

A figura 5.1 mostra um mapa com as informações conjuntas dos resultados de delimitação da zona de fratura, polarizações em cada estação e lineamentos obtidos da assinatura magnética da região.

## **5.2 Relação entre regime de esforços na rocha, grau de anisotropia e atrasos normalizados das ondas S**

No capítulo 4, apresentamos os resultados obtidos para o atraso normalizado e para o grau de anisotropia (figura 4.4). Podemos observar alguns valores muito pequenos dessas grandezas, podendo estar em discordância, por exemplo, com a EDA que tipicamente provoca observações de um intervalo quase invariável para o grau de anisotropia de 1,5% a 5,5%. Esta aparente discordância pode ser explicada pelo mesmo motivo, apresentado na secção 2.3.2, do grande espalhamento tipicamente observado para os atrasos normalizados. Sendo assim, um bom valor para o grau de anisotropia e atraso normalizado efetivamente

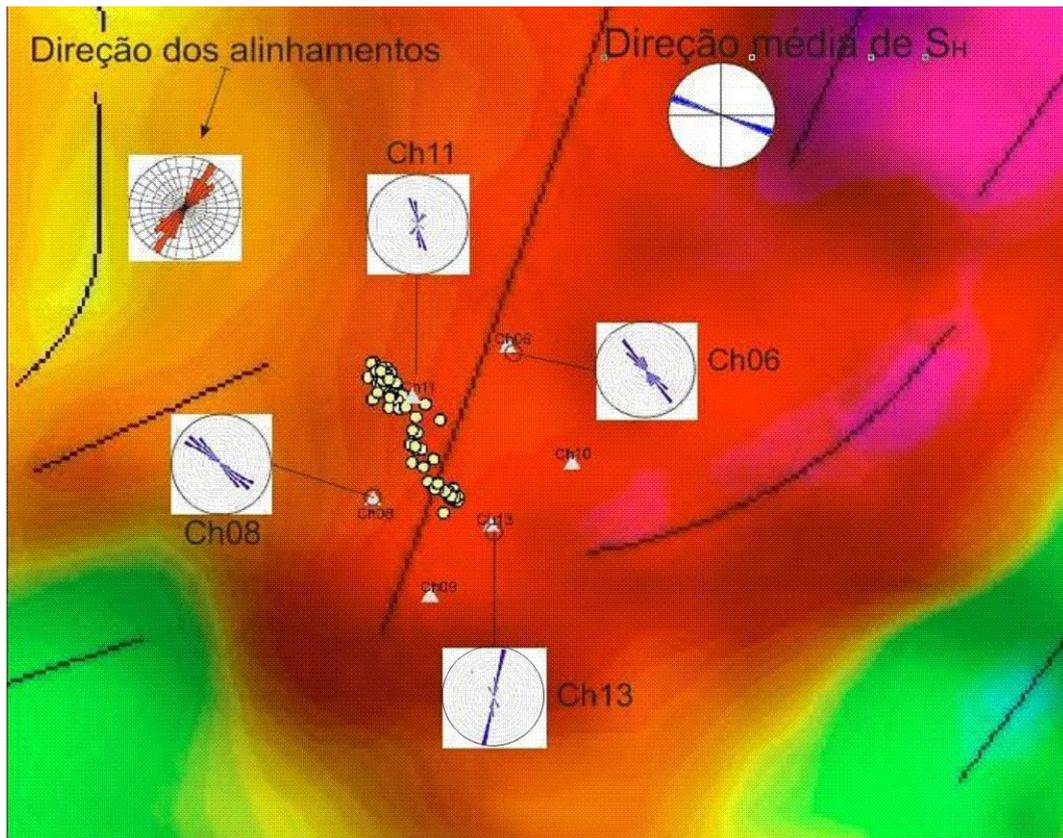


Figura 5.1: . Mapa apresentando o lineamento pré-cambriano, as direções de polarização de  $S_1$  para cada estação e a direção média de  $S_H$ .

provocados pela massa rochosa *in situ* na qual a onda se propaga, seria o máximo valor observado dessas grandezas em cada estação.

## CAPÍTULO 6

### Considerações finais e perspectivas

Este trabalho apresentou um estudo sobre a sismicidade e a anisotropia sísmica da região de Cascavel - CE.

A partir dos dados coletados nos anos de 1997 e 1998, obtivemos a delimitação da zona de falha na região com orientação de  $148^\circ\text{N}$ , concordando com os resultados de Vilar (2000) para a mesma região.

Também foi proposto uma orientação NE-SW para os lineamentos do pré-cambriano obtidos a partir da assinatura magnética da região, devido à presença de uma cobertura sedimentar, impedindo a visualização dos mesmos em campo.

De acordo com resultados para a direção de  $S_H$  na região obtidos por Vilar (2000), Ferreira (1997) e Ferreira et al. (1998), certamente podemos atribuir o efeito da EDA como a causa da anisotropia observada nas estações ch06 e ch08. O mesmo não ocorre para a estação ch13, que apresenta observações na direção de polarização da onda S mais rápida perpendicular à  $S_H$ . Devido ao fato desta estação estar sobre a zona de falha, foi apresentada duas interpretações para a causa da anisotropia sísmica observada na mesma: Rotação de  $90^\circ$  na direção de polarização de  $S_1$  devido à alta pressão de poro nos arredores do plano de falha; ou anisotropia controlada pelos lineamentos pré-cambrianos, resultados já obtidos anteriormente para as regiões de João Câmara - RN e da Barragem do Açú (RN).

Na estação ch11 observamos a presença de dois grupos de polarizações. Este fato se deve à presença dos dois mecanismos tidos como causa da anisotropia sísmica nas estações ch06 e ch08, e a estação ch13.

Propomos, como sugestão para trabalhos futuros, a determinação do mecanismo

focal dos eventos utilizados nesta dissertação; um reposicionamento das estações sismográficas, com a finalidade de obter uma rede mais aberta em torno da zona de falha; e a colocação de mais estações sismográficas acima da linha da zona de fratura para tentar resolver o problema da ambiguidade na interpretação da causa da anisotropia nas observações das estações ch11 e ch13.

# Referências Bibliográficas

- [1] Almeida, F.F.M., Brito Neves, B. B., Dal Ré Carneiro, C., 2000. The origin and evolution of the South American Platform. *Earth-Science Reviews*, Volume 50, Issues 1-2, May 2000, 77-111.
- [2] Brocher, T.M., Christensen, N.I., 1990. Seismic anisotropy due to preferred mineral orientation observed in the shallow crust in southern Alaska. *Geology*, 18, 737-740.
- [3] Assumpção, M., 1993. Earthquakes and stresses in the Brazilian continental margins, *Proc. III Intern. Congr. Braz. Geophys. Soc.*, 2: 1128-1133.
- [4] Berrocal, J., Assumpção, M., Antezana, R., Dias Neto, C. M., Ortega, R., França, H., and Veloso, J. A., 1984. Sismicidade do Brasil, *IAG/USP/CNEN*, 420 pp.
- [5] Crampin, S., 1978. Seismic wave propagation through a cracked solid: polarization as a possible dilatancy diagnostic, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 53, 467-496.
- [6] Crampin, S., 1984a. An introduction to wave propagation in anisotropic media. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 76, 17-28.
- [7] Crampin, S., 1984b. Effective anisotropic elastic constants for wave propagations through cracked solids, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 76, 135-145.
- [8] Crampin, S., 1994. The fracture criticality of crustal rocks, *Geophys. J. Int.*, 118, 428-438.
- [9] Crampin, S. & Zatsepin, S.V., 1997b. Modelling the compliance of crustal rock II. Response to temporal changes before earthquakes. *Geophys. J. Int.*, 129, 495-506.

- [10] Crampin, S., Volti, T., Chastin, S., Gudmundsson, A., Stefánsson, R., 2002. Indication of high pore-fluid pressures in a seismically-active fault zone, *Geophys. J. Int.*, 151, F1-F5.
- [11] Crampin, S., 2004a, Comment on "Local shear wave observations in João Câmara, NE Brazil" by A. F. do Nascimento, R. G. Pearce, e M. K. Takeya, *J. Geophys. Res.*, 109, B02313, doi:10.1029/2003JB002681.
- [12] Crampin, S., Peacock, S., Gao, Y., Chastin, S., 2004a. The scatter of time-delays in shear-wave splitting above small earthquakes, *Geophys. J. Int.*, 156, 39-44.
- [13] Crampin, S. & Peacock, S., 2005. A review of shear-wave splitting in the compliant crack-critical anisotropic Earth, *Wave Motion*, 41, 59-77.
- [14] DNPM, Departamento Nacional da produção Mineral. 2003. Mapa Geológico do Estado do Ceará. Escala 1: 500.000.
- [15] do Nascimento, A. F., R. G. Pearce, e M. K. Takeya (2002), Local shear wave observations in João Câmara, northeast Brazil, *J. Geophys. Res.*, 107(B10), 2232 doi:10.1029/2001JB000560.
- [16] do Nascimento, A. F., 2002. The role of pore pressure diffusion in a reservoir-induced seismicity site in NE Brazil, *PhD. Thesis, University of Edinburgh*, 220 pp.
- [17] do Nascimento A. F., F. H. R. Bezerra, and M. K. Takeya (2004), Ductile Precambrian fabric control of seismic anisotropy in the Açú dam area, northeastern Brazil, *J. Geophys. Res.*, 109, B10311, doi: 10.1029/2004JB003120.
- [18] Evans, R., 1984. Effects of the free surface on shear wave trains, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 76, 165-172.
- [19] Ferreira, J.M. & Assumpção, M., 1983. Sismicidade do Nordeste do Brasil. *Rev. Bras. Geofís.*, 1:67-88.
- [20] Ferreira, J.M., Takeya, M.K., Costa, J.M., Moreira, J.A.M., Assumpção, M., Veloso, J.A., Pearce, R.G., 1987. A continuing intraplate earthquake sequence near João Câmara - Northeast Brazil - preliminary results. *Geophys. Res. Lett.*, 14, 1402-1405.

- [21] Ferreira, J.M., Oliveira, R.T., Takeya, M.K., Moreira, J.A.M., Assumpção, M., Pearce, R.G., 1995. Correlation of seismicity and water level in the Açú reservoir - an example from Northeast Brazil. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 85, 1483-1489.
- [22] Ferreira, J.M., Oliveira, R.T., Takeya, M.K., Moreira, J.A.M., Assumpção, M., 1997. Correlação entre a sismicidade e a estrutura da bacia Potiguar, NE do Brasil. *V Cong. Inter. da Soc. Bras. de Geofís., São Paulo, SP. Resumos Expandidos*, 1, 972-973.
- [23] Ferreira J.M., Oliveira R.T., Takeya M. & Assumpção M., 1998. Superposition of local and regional stresses in NE Brazil: evidence from focal mechanisms around the Potiguar marginal basin. *Geophysical Journal International*, 134:341-355.
- [24] França, G.S.L.A., 1999. Estudo sísmico no açude Tucunduba, Senador Sá - CE, *Tese de Mestrado, PPGG/UFRN*, 85 pp.
- [25] Lay, T., Wallace, T. C., 1995. Modern global seismology, *Academ. Press, Inc., Inter. Geophys. Series*, v. 58.
- [26] Lee, W.H.K., Lahr, J.C., 1975. Hypo71 (Revised): a computer program for determining hypocenter, magnitude and first motion pattern of local earthquakes, *U.S. Geol. Surv. Open File Rep.*, 92-441.
- [27] McKenzie, D.P., 1969. The relation between fault plane solutions for earthquakes and the directions of principal stresses. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 59, 591-601.
- [28] Nuttli, O. W., 1961. The effect of the Earth's surface on the S-wave particle motion, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 51. 237-246.
- [29] Reasenber, P. A., Oppenheimer, D., 1985. FPFIT, FPLOT and FPPAGE:Fortran computer programs for calculating and displaying earthquake fault plane solutions, *U.S. Geol. Surv., Open-File Rep. No. 85-739*.
- [30] Rowlands, H. J., 1995. Shear-wave from microearthquakes in the New Madrid seismic zone. *PhD. thesis, University of Edinburgh*.
- [31] Villar. C.S., 2000. Estudo da atividade sísmica em Cascavel - CE com estações sísmográficas digitais, *Tese de Mestrado, PPGG/UFRN*, 110 pp.

# Apêndice A

Parâmetros hipocentrais dos eventos registrados em  
todas as seis estações

DATE	ORIGIN	LAT S	LONG W	DEPTH	MAG	NO	GAP	DMIN	RMS	ERH	ERZ	QM
971022	0224	37.06	4-25.32	38-17.33	6.18	11	91	0.8	0.01	0.1	0.1	B1
971022	0329	16.05	4-24.35	38-17.48	7.00	11	108	0.3	0.02	0.3	0.1	B1
971022	0553	44.44	4-24.38	38-17.81	6.51	11	228	0.4	0.01	0.2	0.1	C1
971105	0009	33.84	4-24.26	38-17.70	5.63	11	228	0.2	0.02	0.3	0.1	C1
971109	2318	43.30	4-24.34	38-17.49	6.49	11	108	0.3	0.03	0.4	0.2	B1
971110	0015	3.98	4-24.38	38-17.71	6.69	10	203	0.3	0.02	0.4	0.2	C1
971110	0256	14.08	4-24.31	38-17.73	6.47	11	227	0.2	0.02	0.2	0.1	C1
971110	0405	5.32	4-24.25	38-17.78	6.37	11	235	0.3	0.02	0.3	0.1	C1
971110	0624	46.90	4-24.38	38-17.72	6.56	11	205	0.3	0.02	0.3	0.1	C1
971110	0637	58.05	4-24.37	38-17.67	6.49	11	191	0.2	0.02	0.3	0.1	C1
971112	0608	18.33	4-24.27	38-17.79	6.55	11	235	0.3	0.02	0.3	0.1	C1
971114	0233	36.07	4-24.01	38-17.84	5.75	11	253	0.6	0.02	0.2	0.1	C1
971115	0339	37.80	4-24.03	38-17.87	5.98	11	253	0.6	0.02	0.2	0.1	C1
971115	1122	56.28	4-24.12	38-17.86	5.97	11	248	0.5	0.02	0.2	0.1	C1
971116	0303	44.01	4-24.60	38-17.56	6.38	11	138	0.6	0.02	0.3	0.2	B1
971117	2145	1.92	4-24.24	38-17.91	6.83	11	246	0.6	0.02	0.4	0.2	C1
971118	0252	7.20	4-24.46	38-17.58	5.17	11	144	0.4	0.02	0.2	0.1	B1
971121	2320	7.54	4-24.28	38-17.81	5.63	11	235	0.4	0.01	0.2	0.1	C1
971122	1320	43.67	4-24.76	38-17.56	6.02	11	131	0.9	0.02	0.2	0.1	B1

Figura A.1: Tabela com os eventos registrados em todas as 6 estações

DATE	ORIGIN	LAT S	LONG W	DEPTH	MAG	NO	GAP	DMIN	RMS	ERH	ERZ	QM
971122	1558 36.32	4-24.91	38-17.50	6.69		11	112	1.0	0.02	0.2	0.1	B1
971124	0430 56.18	4-24.58	38-17.60	6.42		10	148	0.6	0.02	0.4	0.2	B1
971124	2116 33.14	4-24.05	38-17.92	6.12		11	255	0.7	0.02	0.3	0.2	C1
971125	0011 35.73	4-24.71	38-17.61	6.26		11	145	0.8	0.02	0.3	0.1	B1
971125	0020 13.51	4-24.75	38-17.53	6.23		11	126	0.9	0.02	0.3	0.1	B1
971125	0316 43.22	4-24.73	38-17.58	6.11		11	136	0.9	0.02	0.3	0.1	B1
971125	0430 45.24	4-24.06	38-17.79	6.15		11	247	0.5	0.02	0.3	0.1	C1
971125	0910 7.57	4-24.08	38-17.83	6.15		11	248	0.5	0.02	0.2	0.1	C1
971125	2144 28.46	4-24.09	38-17.83	6.10		11	248	0.5	0.02	0.2	0.1	C1
971127	0739 4.69	4-24.05	38-17.90	6.10		11	254	0.7	0.02	0.2	0.1	C1
971129	1915 8.51	4-25.07	38-17.38	6.60		11	88	1.1	0.02	0.4	0.2	A1
971129	2042 19.92	4-24.85	38-17.41	6.51		10	104	1.1	0.02	0.2	0.1	B1
971130	0718 23.00	4-24.87	38-17.61	6.36		11	133	0.9	0.02	0.3	0.1	B1
971201	1754 55.22	4-24.13	38-17.81	6.11		11	244	0.4	0.01	0.2	0.1	C1
980109	0433 42.66	4-24.48	38-17.35	5.16		9	91	0.6	0.02	0.3	0.1	B1
980109	0955 47.53	4-24.38	38-17.61	6.53		9	157	0.2	0.02	0.4	0.1	B1
980109	2308 43.73	4-24.46	38-17.49	5.44		9	117	0.4	0.01	0.3	0.1	B1
980110	1120 48.61	4-23.92	38-17.96	6.04		9	264	0.9	0.01	0.3	0.1	C1

Figura A.2: Continuação da tabela da página anterior

DATE	ORIGIN	LAT S	LONG W	DEPTH	MAG	NO	GAP	DMIN	RMS	ERH	ERZ	QM
980110	1227	7.20	4-24.07	38-17.82	6.46	9	248	0.5	0.01	0.4	0.1	C1
980110	1230	42.17	4-24.16	38-17.61	6.46	9	228	0.2	0.01	0.3	0.1	C1
980110	1755	25.86	4-23.91	38-18.07	5.85	8	269	1.1	0.00	0.1	0.0	C1
980110	1910	1.73	4-24.01	38-17.81	6.09	9	251	0.6	0.01	0.4	0.1	C1
980110	1911	36.84	4-23.91	38-17.99	5.98	9	265	1.0	0.01	0.4	0.1	C1
980110	2005	0.45	4-24.02	38-18.02	5.97	9	263	0.9	0.02	0.5	0.2	C1
980110	2006	50.80	4-24.09	38-17.67	6.04	9	237	0.3	0.01	0.3	0.1	C1
980110	2244	47.95	4-24.09	38-17.85	6.12	9	249	0.5	0.01	0.3	0.1	C1
980111	0003	44.79	4-23.99	38-17.96	6.06	9	260	0.8	0.02	0.4	0.1	C1
980111	0026	33.78	4-23.95	38-17.83	5.93	9	255	0.7	0.01	0.4	0.1	C1
980111	0123	31.05	4-24.06	38-17.66	6.54	9	238	0.4	0.02	0.4	0.1	C1
980111	0432	41.68	4-23.89	38-17.97	6.21	9	265	1.0	0.01	0.4	0.1	C1
980111	0737	26.53	4-24.47	38-17.39	5.52	9	96	0.6	0.01	0.2	0.1	B1
980206	0624	35.89	4-24.53	38-17.69	6.37	9	174	0.5	0.01	0.2	0.1	B1
980207	0401	20.13	4-23.97	38-18.02	6.19	9	264	0.9	0.00	0.1	0.0	C1
980207	1025	42.15	4-23.92	38-17.98	5.73	9	265	0.9	0.01	0.2	0.1	C1
980210	1901	38.12	4-19.36	38-24.49	4.54	9	346	15.6	0.01	0.3	1.0	C1
980218	2124	7.97	4-24.13	38-17.89	5.48	9	249	0.6	0.01	0.1	0.0	C1

Figura A.3: Continuação da tabela da página anterior

DATE	ORIGIN	LAT S	LONG W	DEPTH	MAG	NO	GAP	DMIN	RMS	ERH	ERZ	QM
980218	2128	52.20	4-24.09	38-18.01	5.58	9	259	0.8	0.01	0.2	0.1	C1
980218	2130	55.29	4-24.13	38-17.87	5.47	9	248	0.5	0.00	0.0	0.0	C1
980219	0018	7.35	4-24.26	38-17.69	5.71	9	227	0.1	0.01	0.1	0.0	C1
980221	0238	56.85	4-24.22	38-17.88	6.48	9	244	0.5	0.01	0.2	0.1	C1
980221	0541	53.46	4-24.16	38-17.91	6.36	9	249	0.6	0.01	0.2	0.1	C1
980221	0918	43.36	4-24.17	38-17.87	6.43	9	246	0.5	0.01	0.2	0.1	C1
980221	0926	12.92	4-24.09	38-17.91	6.37	9	252	0.6	0.01	0.3	0.1	C1
980221	1008	9.40	4-24.11	38-17.89	6.41	9	250	0.6	0.01	0.2	0.1	C1
980221	1214	54.39	4-24.10	38-17.81	6.41	9	246	0.5	0.01	0.3	0.1	C1
980222	0122	11.78	4-24.03	38-17.93	5.86	9	257	0.7	0.01	0.2	0.1	C1
980223	1032	38.73	4-23.98	38-17.94	6.17	9	259	0.8	0.01	0.2	0.1	C1
980225	1300	43.43	4-24.64	38-17.59	5.01	9	144	0.7	0.01	0.1	0.1	B1
980226	0402	7.34	4-24.15	38-17.74	6.63	9	238	0.3	0.00	0.1	0.0	C1
980226	1148	17.18	4-24.31	38-17.85	6.62	9	238	0.5	0.01	0.2	0.1	C1
980226	1420	15.84	4-24.37	38-17.82	6.93	9	231	0.4	0.02	0.4	0.1	C1
980226	1719	40.41	4-24.00	38-17.93	5.59	9	258	0.8	0.01	0.1	0.0	C1
980228	0252	10.82	4-24.23	38-17.84	6.73	9	241	0.4	0.01	0.3	0.1	C1
980302	0513	45.65	4-25.23	38-17.22	5.41	9	76	0.7	0.01	0.2	0.1	A1
980302	0531	19.16	4-25.11	38-17.24	5.63	9	74	0.9	0.01	0.1	0.1	A1

Figura A.4: Continuação da tabela da página anterior

DATE	ORIGIN	LAT S	LONG W	DEPTH	MAG	NO	GAP	DMIN	RMS	ERH	ERZ	QM
980226	1420 15.84	4-24.37	38-17.82	6.93		9	231	0.4	0.02	0.4	0.1	C1
980226	1719 40.41	4-24.00	38-17.93	5.59		9	258	0.8	0.01	0.1	0.0	C1
980228	0252 10.82	4-24.23	38-17.84	6.73		9	241	0.4	0.01	0.3	0.1	C1
980302	0513 45.65	4-25.23	38-17.22	5.41		9	76	0.7	0.01	0.2	0.1	A1
980302	0531 19.16	4-25.11	38-17.24	5.63		9	74	0.9	0.01	0.1	0.1	A1
980302	0540 36.82	4-25.22	38-17.20	5.52		8	75	0.7	0.02	0.4	0.1	A1
980302	0548 52.56	4-25.19	38-17.20	5.53		8	73	0.8	0.01	0.2	0.1	A1
980302	0553 22.58	4-25.19	38-17.22	5.56		9	74	0.8	0.01	0.1	0.1	A1
980302	0558 25.90	4-25.20	38-17.27	5.53		8	78	0.8	0.01	0.1	0.0	A1
980302	0559 34.06	4-25.18	38-17.26	5.53		8	76	0.8	0.01	0.2	0.1	A1
980302	0601 36.99	4-25.11	38-17.40	5.60		9	85	1.1	0.01	0.2	0.1	A1
980302	0609 0.25	4-25.13	38-17.28	5.46		8	76	0.9	0.01	0.2	0.1	A1
980302	0624 7.72	4-25.19	38-17.26	5.66		8	76	0.8	0.00	0.1	0.0	A1
980302	0653 55.49	4-25.13	38-17.32	5.72		9	78	1.0	0.02	0.3	0.1	A1
980302	0841 23.09	4-25.07	38-17.41	5.45		9	90	1.1	0.01	0.2	0.1	B1
980302	0917 59.45	4-25.10	38-17.38	5.56		9	85	1.1	0.01	0.2	0.1	A1
980302	0954 20.76	4-25.12	38-17.38	5.51		9	84	1.1	0.01	0.2	0.1	A1
980302	1107 44.24	4-25.05	38-17.46	5.67		9	97	1.0	0.01	0.2	0.1	B1
980302	1139 10.34	4-25.12	38-17.40	5.61		9	85	1.1	0.01	0.2	0.1	A1
980303	0154 11.26	4-24.72	38-17.59	6.42		8	139	0.8	0.01	0.1	0.0	B1

Figura A.5: Continuação da tabela da página anterior

# Livros Grátis

( <http://www.livrosgratis.com.br> )

Milhares de Livros para Download:

[Baixar livros de Administração](#)

[Baixar livros de Agronomia](#)

[Baixar livros de Arquitetura](#)

[Baixar livros de Artes](#)

[Baixar livros de Astronomia](#)

[Baixar livros de Biologia Geral](#)

[Baixar livros de Ciência da Computação](#)

[Baixar livros de Ciência da Informação](#)

[Baixar livros de Ciência Política](#)

[Baixar livros de Ciências da Saúde](#)

[Baixar livros de Comunicação](#)

[Baixar livros do Conselho Nacional de Educação - CNE](#)

[Baixar livros de Defesa civil](#)

[Baixar livros de Direito](#)

[Baixar livros de Direitos humanos](#)

[Baixar livros de Economia](#)

[Baixar livros de Economia Doméstica](#)

[Baixar livros de Educação](#)

[Baixar livros de Educação - Trânsito](#)

[Baixar livros de Educação Física](#)

[Baixar livros de Engenharia Aeroespacial](#)

[Baixar livros de Farmácia](#)

[Baixar livros de Filosofia](#)

[Baixar livros de Física](#)

[Baixar livros de Geociências](#)

[Baixar livros de Geografia](#)

[Baixar livros de História](#)

[Baixar livros de Línguas](#)

[Baixar livros de Literatura](#)  
[Baixar livros de Literatura de Cordel](#)  
[Baixar livros de Literatura Infantil](#)  
[Baixar livros de Matemática](#)  
[Baixar livros de Medicina](#)  
[Baixar livros de Medicina Veterinária](#)  
[Baixar livros de Meio Ambiente](#)  
[Baixar livros de Meteorologia](#)  
[Baixar Monografias e TCC](#)  
[Baixar livros Multidisciplinar](#)  
[Baixar livros de Música](#)  
[Baixar livros de Psicologia](#)  
[Baixar livros de Química](#)  
[Baixar livros de Saúde Coletiva](#)  
[Baixar livros de Serviço Social](#)  
[Baixar livros de Sociologia](#)  
[Baixar livros de Teologia](#)  
[Baixar livros de Trabalho](#)  
[Baixar livros de Turismo](#)