

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE ASTRONOMIA, GEOFÍSICA E CIÊNCIAS
ATMOSFÉRICAS

RICHARD MEDEIROS TURRA

Modelagem de reflexão sísmica em meios fraturados

TRABALHO DE GRADUAÇÃO

Curso de Graduação em Geofísica

São Paulo
2017

RICHARD MEDEIROS TURRA

Modelagem de reflexão sísmica em meios fraturados

Monografia apresentada ao Curso de
Graduação em Geofísica da Universidade de
São Paulo para a obtenção do título de
Bacharel em Geofísica.

Orientadora: Profa. Dra. Liliana A. Diogo.

São Paulo
2017

Sumário

Resumo	iv
Lista de figuras	v
Lista de tabelas	vii
1 Introdução	1
2 Fundamentos teóricos	4
2.1 Meios elásticos	4
2.2 Anisotropia	6
2.2.1 Classes de anisotropia	6
2.2.2 Parâmetros de Thomsen	8
2.3 Teoria dos meios equivalentes	8
2.3.1 Modelo de inclusões elipsoidais	9
2.3.2 Modelo de deslocamento linear	10
2.4 Modelagem de fraturas	10
2.5 Sísmica de reflexão	11
2.5.1 Lei de Snell	12
2.5.2 Refletividade da onda P em meios HTI	13
2.5.3 Refletividade da onda S em meios HTI	14
2.5.4 Tempo de percurso	15
3 Metodologia	17
3.1 Geometria do experimento	19
3.2 Componentes do ANRAY e Sismogramas sintéticos	20
3.3 Interface para análise	22
4 Estudo de caso: Termas de Ibirá	23
4.1 Geologia	23
4.2 Escolha de parâmetros do modelo	24

4.3	Resultados: Onda P	25
4.3.1	Refletividade Rpp	25
4.3.2	Refletividade Rps	28
4.4	Resultados: Onda SV	30
4.5	Resultados: Onda SH	32
5	Discussões e Conclusões	34

Resumo

Rochas fraturadas ocorrem em largas áreas ao redor do planeta e a identificação e caracterização das fraturas é uma importante etapa no planejamento de atividades em áreas da engenharia e geociências. O uso do método sísmico de reflexão serve a esse propósito, porém é conveniente um estudo anterior da resposta do meio, de forma a avaliar se os parâmetros de aquisição a ser empregados são adequados e se as próprias condições de contrastes das propriedades físicas d permitem, na prática, uma sensibilidade suficiente que garanta o procedimento de inversão. A proposta deste trabalho é gerar dados sintéticos de refletividade, para verificar a viabilidade da identificação de fraturas a partir das amplitudes das reflexões na camada fraturada. Para tal utilizou-se o software ANRAY e desenvolveu-se algumas ferramentas computacionais de forma a melhorar a interatividade e auxiliar a construção do modelo e interpretação dos resultados. Como caso particular de estudo foi considerada a região de Ibirá, onde existe um reservatório natural de água associado às rochas fraturadas, e devido a estudos anteriores alguns parâmetros iniciais são conhecidos.

Os resultados mostraram que para a onda P as amplitudes sob análise não possuem uma diferença mínima de 10%, estabelecido como requisito para a identificação das fraturas. Não recomenda-se portanto o uso do método de reflexão sísmica para esse caso. Verificou-se entretanto que um menor contraste de velocidade da onda P entre as duas camadas, causa maior separação entres as curvas de refletividade, logo o método pode ser aplicável em regiões em que ocorram baixo contraste de impedância no topo da rocha fraturada.

Lista de Figuras

1.1	Modelo conceitual de fraturas.(Adaptado de Liu E & Martinez A, 2012.) . .	1
2.1	Simetrias do tipo isotropia transversa (Adaptado de Ruger, A., 2002)	7
2.2	Conceito de meio equivalente. (Adaptado de Liu, 2008)	9
2.3	Modelo de fraturas como inclusões elipsoidais (Adaptado de Liu & Marti- nez, 2012)	9
2.4	Modelo de fraturas como planos de fraqueza.	10
2.5	Sistema de referências utilizado nesse trabalho. (Adaptado de Ruger, A., 2002)	12
2.6	Ondas refletida e transmitida	13
2.7	Ângulo de incidência (θ) e ângulo azimutal (ϕ). (Adaptado de Ruger, A., 1998)	14
2.8	Visão superficial de um plano contendo fraturas verticalmente alinhadas, mostrando a polarização das ondas S. (Adaptado de Ruger, A., 2002)	15
3.1	Interface principal do programa	18
3.2	Geometria do experimento	19
3.3	Sismogramas com as amplitudes de reflexão na primeira e segunda interface	21
3.4	Diferença de amplitude com o azimute	22
4.1	Localização de Ibirá sobre a Bacia do Paraná no Estado de São Paulo (adap- tado de Cônego Jr, 2012, apud Couto, Jr, 2015)	23
4.2	Modelo de camadas (fora de escala)	25
4.3	Separação entre as curvas	26
4.4	Separação entre as curvas nas componentes geradas pelo ANRAY	27
4.5	Comparação entre a fórmula aproximada e a saída do ANRAY	27
4.6	Comparação das reflexões do basalto entre o azimute 0 e 90 graus.	28
4.7	Saída do ANRAY para as ondas P convertidas em SV	29
4.8	Comparação das amplitudes da onda SV refletida para os azimutes 0 e 90 .	29
4.9	Resultado da fórmula aproximada para a onda SV	30
4.10	Resultado do ANRAY para a onda SV	31
4.11	Comparação entre os azimutes 0 e 90 graus para a onda SV na componente radial	31

4.12	Resultado da fórmula aproximada para a onda SH	32
4.13	Resultado do ANRAY para a onda SH	33
4.14	Comparação entre os azimutes 0 e 90 graus para a onda SH	33
5.1	Resultado do ANRAY para onda P e maior afastamento	35
5.2	Resultado do ANRAY para onda SV e maior afastamento	35

Lista de Tabelas

4.1	Informações dos poços cadastrados no SIAGAS-CPRM	24
-----	--	----

Capítulo 1

Introdução

Fraturas são descontinuidades mecânicas, rupturas, que podem influenciar as propriedades de rigidez e permeabilidade da rocha na qual estão presentes. Falhas, juntas e microfraturas são as principais formas de fraturamento e recebem essas denominações de acordo com sua origem de formação. Existem em uma ampla variedade de escalas, desde micro fraturas em escala milimétrica até macro fraturas em escala quilométrica. Geralmente formam o que é conhecido como “zonas de fraturas” ou corredores, que é onde um grande número de fraturas subparalelas estão densamente agrupadas, formando um volume que é tipicamente de alguns metros de largura, algumas dezenas de metros de altura e centenas de metros de extensão (Liu & Martinez, 2012).

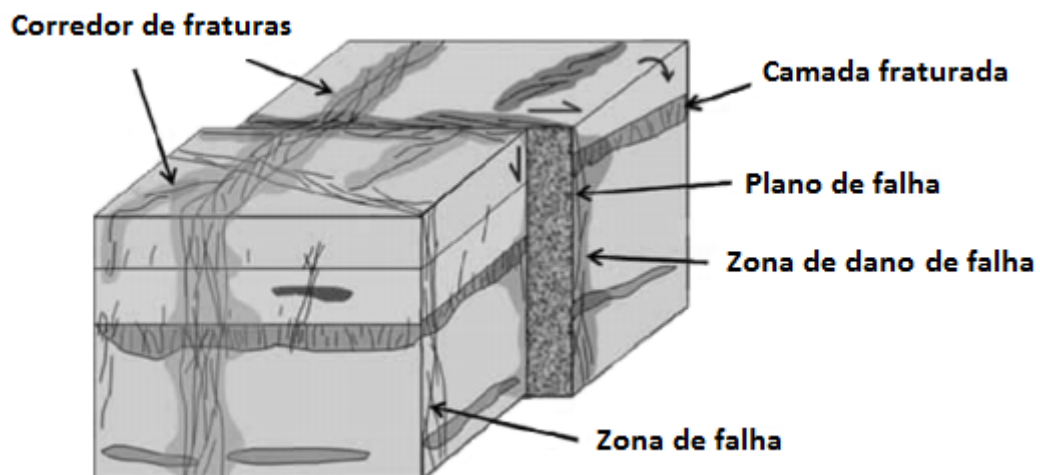


Figura 1.1: Modelo conceitual de fraturas.(Adaptado de Liu E & Martinez A, 2012.)

Segundo Nelson (2001), todas as formações rochosas possuem algum grau de fraturamento, que pode estar associado à formação de reservatórios naturais e à influência de seu comportamento. Essa capacidade de influenciar no comportamento de um reservatório, está relacionada ao grau, ou intensidade de fraturamento e à distribuição geométrica das fratu-

ras. Os efeitos podem ser tanto positivos, quanto negativos na produtividade do reservatório, e são mais acentuados em rochas com matriz de baixa permeabilidade, como é o caso de rochas ígneas. Portanto a detecção de características do fraturamento é fundamental para a avaliação e planejamento da exploração de recursos. No entanto, o entendimento de uma rede de fraturas é complexo, e para ser construído deve partir de vários tipos de medidas. Tradicionalmente o conhecimento das fraturas, em larga escala, é obtido através da observação do fraturamento da região, e o conhecimento em menor escala é obtido através de poços, onde as fraturas que intersectam os furos podem ser detectadas e caracterizadas. Através do imageamento, obtém-se maiores detalhes das fraturas, assim como testes que caracterizam o fluxo de fluidos entre os poços permitem entender como as fraturas se estendem através de um reservatório. Cada ferramenta fornece portanto, informação de uma porção do total da rede de fraturas. Porém informações de propriedades das fraturas em escalas intermediárias, de quando estas aparecem em conjuntos, corredores, continuam faltando e são geralmente preenchidas por métodos geoestatísticos, ou inferidas de modelamento geomecânico, que fornece informações dos campos de deformação, permitindo assim estabelecer uma relação com a possível direção e intensidade das fraturas. Esses métodos indiretos entretanto podem ser ambíguos e incertos, tornando difícil o reconhecimento de uma rede de fraturas, particularmente em escalas intermediárias. Uma possibilidade de contornar o problema é através do uso de métodos sísmicos, que tem sido reconhecidos por fornecer informações sobre as fraturas em escalas intermediárias (Liu & Martinez, 2012).

Ondas sísmicas são ondas mecânicas das quais é possível inferir propriedades do meio. Ao longo das últimas décadas, o entendimento teórico das fraturas e sua relação com o meio em suas propriedades mecânicas e hidráulicas, proporcionou o desenvolvimento de novos modelos e métodos de estudo. Fraturas alteram as propriedades direcionais da rocha e através do comportamento anisotrópico das propriedades mecânicas do meio, pode-se inferir propriedades do fraturamento, tais como densidade e direção preferencial das fraturas. A obtenção dessas informações a partir dos dados sísmicos, faz parte do que é conhecido como problema inverso, e tem por objetivo obter as propriedades do fraturamento a partir dos dados registrados. O procedimento direto, como o que será usado nesse trabalho, consiste em partir de um modelo teórico das propriedades do fraturamento e gerar os dados que seriam esperados como resposta sísmica a uma dada situação geológica. Os méritos desse procedimento são reconhecidos, tanto para preceder o trabalho de campo de forma a orientar o planejamento da aquisição de dados sísmicos, quanto durante o processamento e interpretação dos dados, de forma a auxiliar na interpretação. Ruger (1997,1998), descreve que o coeficiente de reflexão no topo de uma rocha fraturada apresenta variação com o azimuth e pode permitir identificar se a rocha apresenta-se fraturada assim como a direção preferencial do alinhamento das fraturas. Assim, o método sísmico de reflexão pode ser usado, procurando-se identificar variações nos coeficientes de reflexão com o azimuth para identi-

car zonas fraturadas. Apesar do uso do método de reflexão sísmica já estar consolidado para investigações rasas, seu sucesso é fortemente dependente do terreno investigado e requer um cauteloso planejamento dos parâmetros de aquisição relacionado às características do local estudado. Assim, a tomada de decisão quanto à realização de levantamentos de campo de reflexão sísmica em alvos pouco profundos buscando identificar zonas fraturadas, deve estar embasada por estudos que comprovem a viabilidade de se identificar nos dados as informações necessárias para detecção de zonas fraturadas na região de interesse. A proposta desse trabalho é realizar a modelagem de dados, de forma a verificar a viabilidade de identificação das fraturas nos dados; desenvolver ferramentas que facilitem essa análise; e fazer a aplicação a um estudo de caso.

No Estado de São Paulo a maior parte da exploração dos recursos hídricos subterrâneos é feita através de aquíferos sedimentares, e uma menor parte através de aquíferos cristalinos, que apesar de não ser o tipo mais produtivo de aquífero pode ser importante para o abastecimento de algumas regiões. O município de Ibirá encontra-se nesse contexto, como uma região onde a maior parte da exploração de água subterrânea se dá através do Aquífero Bauru (sedimentar), e uma menor parte através do Aquífero Serra Geral (cristalino). Essa região, embora possua um balneário de águas voltado para o turismo, sofre de falta de água devido a grandes estiagens nas estações mais secas. Uma solução para esse problema seria melhorar a exploração do aquífero cristalino, através do entendimento do fraturamento do basalto da região. Como estudo de caso então, foi analisada a região de Ibirá, onde ensaios preliminares de aquisição de dados sísmicos, conduzidos pelo grupo de Geofísica Aplicada do IAG-USP, permitiram inferir valores de profundidades e velocidades das ondas sísmicas dos estratos geológicos.

A partir das informações disponíveis foram construídos modelos e simuladas as respostas de reflexão sísmica para diferentes azimutes, com o objetivo de verificar a capacidade de diferenciar a anisotropia referente às fraturas. Os dados sintéticos foram gerados a partir do software ANRAY (Psencik, 1998), programado em FORTRAN e de código aberto, que faz parte de um projeto maior conhecido como SW3D (Seismic Waves in Complex 3-D Structures). Foram ainda desenvolvidas ferramentas computacionais, em linguagem PYTHON, de forma a auxiliar a geração do modelo de entrada para o ANRAY, melhorar a interatividade, e auxiliar na análise e interpretação dos resultados. As ferramentas desenvolvidas também possuem código aberto, e estarão disponíveis em CDROM na biblioteca do IAG.

Capítulo 2

Fundamentos teóricos

2.1 Meios elásticos

Um meio elástico é aquele que, por definição, volta ao equilíbrio depois da deformação. Quando as deformações são pequenas, pode-se considerar que a relação entre as tensões e as deformações são lineares, podendo ser descrita pela Lei de Hooke, que postula que a tensão σ é linearmente proporcional à deformação ϵ através de uma constante c . Quando se considera um meio tridimensional, as relações entre tensão e deformação podem variar com a direção, e o modo como se descreve as relações entre tensões e deformações é através de um tensor, conhecido como tensor de elasticidade. A forma mais geral da Lei de Hooke, para um material linearmente elástico pode ser expressa por:

$$\begin{bmatrix} \sigma_{11} \\ \sigma_{22} \\ \sigma_{33} \\ \sigma_{23} \\ \sigma_{31} \\ \sigma_{12} \\ \sigma_{32} \\ \sigma_{13} \\ \sigma_{21} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} c_{1111} & c_{1122} & c_{1133} & c_{1123} & c_{1131} & c_{1112} & c_{1132} & c_{1113} & c_{1121} \\ c_{2211} & c_{2222} & c_{2233} & c_{2223} & c_{2231} & c_{2212} & c_{2232} & c_{2213} & c_{2221} \\ c_{3311} & c_{3322} & c_{3333} & c_{3323} & c_{3331} & c_{3312} & c_{3332} & c_{3313} & c_{3321} \\ c_{2311} & c_{2322} & c_{2333} & c_{2323} & c_{2331} & c_{2312} & c_{2332} & c_{2313} & c_{2321} \\ c_{3111} & c_{3122} & c_{3133} & c_{3123} & c_{3131} & c_{3112} & c_{3132} & c_{3113} & c_{3121} \\ c_{1211} & c_{1222} & c_{1233} & c_{1223} & c_{1231} & c_{1212} & c_{1232} & c_{1213} & c_{1221} \\ c_{3211} & c_{3222} & c_{3233} & c_{3223} & c_{3231} & c_{3212} & c_{3232} & c_{3213} & c_{3221} \\ c_{1311} & c_{1322} & c_{1333} & c_{1323} & c_{1331} & c_{1312} & c_{1332} & c_{1313} & c_{1321} \\ c_{2111} & c_{2122} & c_{2133} & c_{2123} & c_{2131} & c_{2112} & c_{2132} & c_{2113} & c_{2121} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \epsilon_{11} \\ \epsilon_{22} \\ \epsilon_{33} \\ \epsilon_{23} \\ \epsilon_{31} \\ \epsilon_{12} \\ \epsilon_{32} \\ \epsilon_{13} \\ \epsilon_{21} \end{bmatrix} \quad (2.1)$$

Dessa forma, tem-se que cada componente de tensão se relaciona linearmente com todas as componentes de deformação, onde σ_{11} é dada por:

$$\begin{aligned} \sigma_{11} = & c_{1111}\epsilon_{11} + c_{1122}\epsilon_{22} + c_{1133}\epsilon_{33} \\ & + c_{1123}\epsilon_{23} + c_{1131}\epsilon_{31} + c_{1112}\epsilon_{12} \\ & + c_{1132}\epsilon_{32} + c_{1113}\epsilon_{13} + c_{1121}\epsilon_{21} \end{aligned} \quad (2.2)$$

Portanto os nove elementos do tensor de tensões se relacionam com os nove elementos do tensor de deformação através de 81 constantes elásticas. Adotando a convenção de Einstein para somas, onde índices repetidos são somados, pode-se expressar a relação 2.1, por:

$$\sigma_{ij} = c_{ijkl} \epsilon_{kl} \quad (2.3)$$

onde c_{ijkl} , com os subscritos $i, j, k, l = 1, 2, 3$, é um tensor de quarta ordem, conhecido como tensor de elasticidade. Entretanto, devido a razões de simetria, existe uma relação entre essas constantes que permite escrever:

$$c_{ijkl} = c_{jikl} = c_{ijlk} = c_{klij} \quad (2.4)$$

Dessa forma pode-se adotar uma notação reduzida, conhecida como notação de Voigt, onde fazendo-se: $11 \rightarrow 1; 22 \rightarrow 2; 33 \rightarrow 3; 23 \& 32 \rightarrow 4; 13 \& 31 \rightarrow 5$ e $12 \& 21 \rightarrow 6$, obtém-se uma matriz com 36 coeficientes elásticos, onde somente 21 são independentes:

$$\begin{bmatrix} c_{11} & c_{12} & c_{13} & c_{14} & c_{15} & c_{16} \\ c_{12} & c_{22} & c_{23} & c_{24} & c_{25} & c_{26} \\ c_{13} & c_{23} & c_{33} & c_{34} & c_{35} & c_{36} \\ c_{14} & c_{24} & c_{34} & c_{44} & c_{45} & c_{46} \\ c_{15} & c_{25} & c_{35} & c_{45} & c_{55} & c_{56} \\ c_{16} & c_{26} & c_{36} & c_{46} & c_{56} & c_{66} \end{bmatrix} \quad (2.5)$$

Em um meio isotrópico as propriedades do meio não dependem da direção e existem apenas duas componentes independentes, conhecidas como parâmetros de Lamé: μ e λ . A constante μ se refere à resistência do material ao cisalhamento e é por isso conhecida como módulo de cisalhamento. É positiva e tem unidade de tensão (Pa). Em água e fluidos não viscosos esse valor é zero. A constante λ não tem significado físico definido, mas serve para simplificar a expressão da lei de de Hooke, tendo relação com os parâmetros físicos de incompressibilidade e razão de Poisson, de forma que a matriz dos coeficientes elásticos possa ser expressa por:

$$C = \begin{bmatrix} c_{11} & c_{12} & c_{12} & 0 & 0 & 0 \\ c_{12} & c_{11} & c_{12} & 0 & 0 & 0 \\ c_{12} & c_{12} & c_{11} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & \frac{1}{2}(c_{11} - c_{12}) & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & \frac{1}{2}(c_{11} - c_{12}) & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \frac{1}{2}(c_{11} - c_{12}) \end{bmatrix} \quad (2.6)$$

onde, $c_{11} = \lambda + 2\mu$ e $c_{12} = \lambda$;

Os parâmetros de Lamé podem ser calculados a partir da densidade da rocha e das velocidades das ondas P (V_p) e S (V_s) através de:

$$\begin{aligned}\lambda &= \rho V_p^2 - 2V_s^2 \\ \mu &= \rho V_s^2\end{aligned}\tag{2.7}$$

2.2 Anisotropia

Anisotropia significa que as propriedades físicas de um meio são dependentes da direção, em oposição ao conceito de isotropia, onde as propriedades físicas independem da direção. Pode ser classificada como sendo intrínseca ou induzida. É chamada de intrínseca quando tem sua origem na própria formação do meio, como por exemplo em zonas sedimentares, quando as camadas são menores que o comprimento de onda, e é chamada de induzida quando acontece devido a fatores externos, como por exemplo um meio que sofre fraturamento, e fica sob novas condições de equilíbrio devido às fraturas (Cui, 2017). Não há uma clara delimitação entre o conceito de isotropia e anisotropia na investigação sísmica, pois um meio anisotrópico pode ser considerado isotrópico quando os efeitos de anisotropia são pequenos o suficiente de modo a não afetar a análise a ser feita no processamento ou interpretação dos dados observados.

Toda anisotropia se origina de heterogeneidades do meio, e todo meio heterogêneo é em alguma escala, anisotrópico. O fator crucial para a interpretação de anisotropias, é a escala das heterogeneidades em relação ao comprimento de onda, pois meios que são heterogêneos na escala de comprimento de onda usado para sua investigação são anisotrópicos, porém essa anisotropia não significa muito mais que a própria heterogeneidade (Liu, & Martinez, 2012). Portanto o conceito de anisotropia, como será usado nesse trabalho, não deve ser usado para qualquer meio heterogêneo, mas somente para aqueles que podem ser tratados como homogêneos na escala de comprimento de onda.

O modo como as heterogeneidades estão distribuídas no meio, pode dar origem a eixos de simetria e diferentes classes de anisotropia. Quando, por exemplo, heterogeneidades menores que o comprimento de onda, estão irregularmente dispersas pelo meio pode-se obter como resultado um meio homogêneo e isotrópico. Quando, porém, essas heterogeneidades formam um arranjo ordenado, produzem-se eixos de simetrias, onde um caso particular, conhecido como transversalmente isotrópico, é aquele onde todas as direções escolhidas com o mesmo ângulo em relação ao eixo de simetria possuem as mesmas propriedades físicas.

2.2.1 Classes de anisotropia

O meio isotrópico é invariante por rotação em qualquer eixo, por isso é o meio com maior grau de simetria. Meios transversalmente isotrópicos são meios, onde as propriedades físicas

são invariantes por rotação ao redor de um eixo de simetria. Os dois tipos de meio principais para esse trabalho são conhecidos como verticalmente isotrópico (VTI) e horizontalmente isotrópico (HTI), representados na figura 2.1.

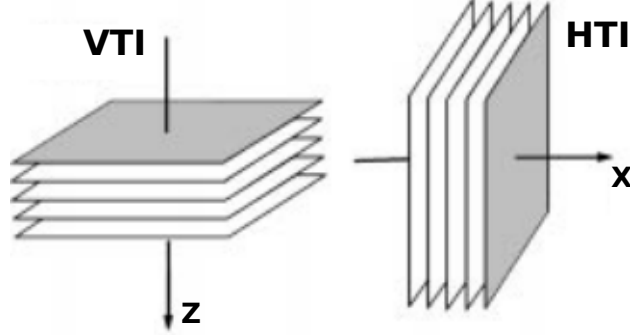


Figura 2.1: Simetrias do tipo isotropia transversa (Adaptado de Ruger, A., 2002)

A matriz de coeficientes elásticos para esses meios são dadas por 2.8 e 2.9:

$$C_{VTI} = \begin{bmatrix} c_{11} & (c_{11} - 2c_{66}) & c_{13} & 0 & 0 & 0 \\ (c_{11} - 2c_{66}) & c_{11} & c_{13} & 0 & 0 & 0 \\ c_{13} & c_{13} & c_{33} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & c_{55} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & c_{55} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & c_{66} \end{bmatrix} \quad (2.8)$$

$$C_{HTI} = \begin{bmatrix} c_{11} & c_{13} & c_{13} & 0 & 0 & 0 \\ c_{13} & c_{33} & (c_{33} - 2c_{44}) & 0 & 0 & 0 \\ c_{13} & (c_{33} - 2c_{44}) & c_{33} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & c_{44} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & c_{55} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & c_{55} \end{bmatrix} \quad (2.9)$$

Embora ambos os tipos de meio pertençam à mesma classe de anisotropia, diferem nos coeficientes elásticos devido à direção do eixo de simetria. Por exemplo c_{55} é idêntico a c_{44} no meio VTI, enquanto c_{55} é igual a c_{66} em meios HTI. Meios do tipo VTI são usados como aproximações para estratificações horizontais do tipo sedimentar. Meios do tipo HTI são usados como aproximações para um conjunto de fraturas alinhadas verticalmente (Ruger, 1997)

2.2.2 Parâmetros de Thomsen

Como forma de simplificar as equações de velocidade das ondas em um meio VTI, (Thomsen, 1986) reagrupou as constantes elásticas em 3 parâmetros de anisotropia, conhecidos como parâmetros de Thomsen, sugerindo a seguinte notação:

$$\begin{aligned}\epsilon &= \frac{c_{11} - c_{33}}{2c_{33}} \\ \delta &= \frac{(c_{13} + c_{44})^2 - (c_{33} - c_{44})^2}{2c_{33}(c_{33} - c_{44})} \\ \gamma &= \frac{c_{66} - c_{44}}{2c_{44}}\end{aligned}\tag{2.10}$$

Com as velocidades de propagação vertical das ondas P e S, dadas respectivamente por:

$$\begin{aligned}\alpha &= \sqrt{\frac{c_{33}}{\rho}} \\ \beta &= \sqrt{\frac{c_{44}}{\rho}}\end{aligned}\tag{2.11}$$

onde ρ é a densidade do meio.

Por razões de similaridade entre os meios VTI e HTI pode-se escrever os parâmetros de Thomsen aplicados a um meio HTI como a seguir (Ruger, 1998):

$$\begin{aligned}\epsilon^{(V)} &= \frac{c_{11} - c_{33}}{2c_{33}} \\ \delta^{(V)} &= \frac{(c_{13} + c_{55})^2 - (c_{33} - c_{55})^2}{2c_{33}(c_{33} - c_{55})} \\ \gamma^{(V)} &= \frac{c_{44} - c_{66}}{2c_{44}}\end{aligned}\tag{2.12}$$

O meio é dito fracamente isotrópico se os parâmetros de anisotropia são menores que 0.1. (Silva, 2008.)

2.3 Teoria dos meios equivalentes

De acordo com essa teoria, um meio heterogêneo com uma distribuição discreta de heterogeneidades pode ser matematicamente substituído por um meio homogêneo que apresenta as mesmas propriedades macroscópicas. A partir então das propriedades macroscópicas, manifestas como anisotropia, pode-se obter eixos de simetria, que se relacionam com a distribuição das heterogeneidades.

Nesse trabalho serão utilizados dois modelos que relacionam características das fraturas com a anisotropia: um que considera as fraturas como inclusões elipsoidais em uma rocha

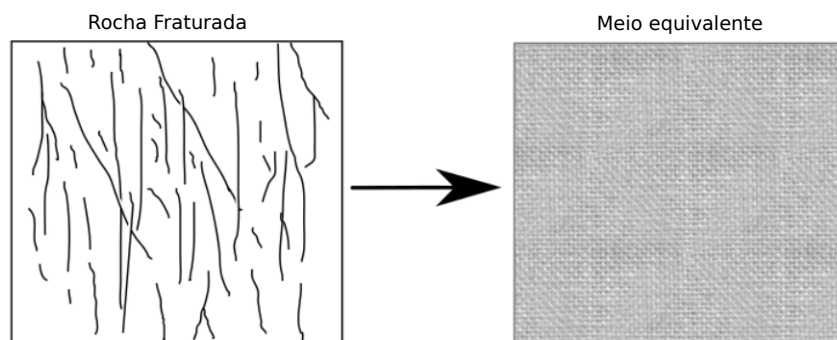


Figura 2.2: Conceito de meio equivalente. (Adaptado de Liu, 2008)

isotrópica (Hudson, 1980) e outro que considera as fraturas como planos de fraqueza inseridos em uma rocha isotrópica (Schoenberg, 1980).

2.3.1 Modelo de inclusões elipsoidais

Esse modelo, descrito por (Hudson, 1980) considera as fraturas como um conjunto de inclusões elipsoidais em uma matriz isotrópica. Se o semi-eixo maior da elipse é denotado por a , e o semi-eixo menor por c , pode-se introduzir a chamada razão de aspecto $\alpha = \frac{c}{a}$, que é muito menor que 1 para fraturas com pequenas aberturas.

Pode-se introduzir também o conceito de densidade de fraturas, definido como $e = \frac{Na^3}{V}$, onde N é o número de fraturas, V é o volume considerado e a é o raio ao cubo (Liu, & Martinez, 2012).

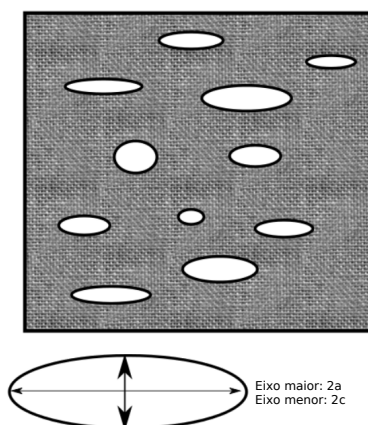


Figura 2.3: Modelo de fraturas como inclusões elipsoidais (Adaptado de Liu & Martinez, 2012)

De acordo com esse modelo, pode-se ainda considerar as fraturas como estando preenchidas por uma substância de módulo de bulk k' , e módulo de cisalhamento μ' .

2.3.2 Modelo de deslocamento linear

Schoenberg (1980) sugere tratar as fraturas independente de sua forma, como camadas pouco rígidas, infinitamente finas, ou planos de fraqueza com condições de contorno de deslocamento linear, inseridas em um meio isotrópico.

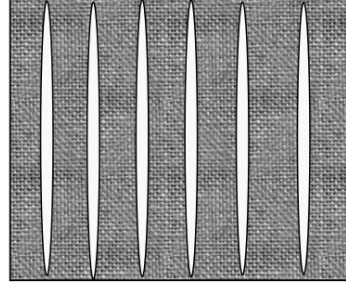


Figura 2.4: Modelo de fraturas como planos de fraqueza.

Segundo Chen et al.(2014) a matriz dos coeficientes elásticos de uma rocha fraturada descrita por esse modelo é dada por:

$$C = \begin{bmatrix} M(1 - \Delta_N) & \lambda(1 - \Delta_N) & \lambda(1 - \Delta_N) & 0 & 0 & 0 \\ \lambda(1 - \Delta_N) & M(1 - (\frac{\lambda}{M})^2 \Delta_N) & \lambda(1 - \frac{\lambda}{M} \Delta_N) & 0 & 0 & 0 \\ \lambda(1 - \Delta_N) & \lambda(1 - \frac{\lambda}{M} \Delta_N) & M(1 - (\frac{\lambda}{M})^2 \Delta_N) & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & \mu & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & \mu(1 - \Delta_T) & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \mu(1 - \Delta_T) \end{bmatrix} \quad (2.13)$$

onde (Δ_N) e (Δ_T) , são respectivamente os parâmetros de fraqueza normal e tangencial, cujos valores variam entre 0 e 1, referente a fraturas inseridas em uma rocha de parâmetros elásticos λ e μ , e $M = \lambda + 2\mu$

2.4 Modelagem de fraturas

Considerando que as fraturas tornam o meio no qual estão inseridas um meio com simetria do tipo HTI, pode-se estudá-lo como um meio homogêneo anisotrópico, cuja matriz dos coeficientes elásticos que relaciona tensões e deformações é dada por 2.13.

Schoenberg & Douma (1988) relacionam os modelos descritos em 2.3.1 e 2.3.2 através

de:

$$\Delta_N = \frac{4e}{3g(1-g)[1 + \frac{k' + \frac{4}{3}\mu'}{\pi(1-g)\mu\alpha}]}$$

$$\Delta_T = \frac{16e}{3(3-2g)[(1 + \frac{4\mu'}{\pi(3-2g)\mu\alpha})]}$$
(2.14)

onde, $g = (\frac{V_s}{V_p})^2$; e é a densidade de fraturas, α é a razão de aspecto, e k' , μ' são os parâmetros de preenchimento das fraturas.

A partir então da relação 2.14 e da matriz 2.13, pode-se obter as constantes elásticas que descrevem o comportamento anisotrópico de um meio fraturado, necessitando para tanto fornecer como parâmetros de entrada os valores de densidade de fraturamento, razão de aspecto das fraturas, e as propriedades de preenchimento.

2.5 Sísmica de reflexão

De acordo com esse método, quando energia é liberada de uma fonte na forma de vibrações mecânicas, essas vibrações se transmitem às partículas vizinhas e se propagam como ondas. As superfícies em que todas as partículas se encontram no mesmo estado de vibração são denominadas frentes de ondas, e as linhas perpendiculares à frente de onda, são denominadas de raios sísmicos. Para uma dada direção de propagação existem 3 tipos de ondas:

P, onde as partículas do meio vibram na direção de propagação da onda;

SV, onde as partículas do meio vibram na direção transversal à direção de propagação da onda, com polarização no plano x-z (contendo o eixo vertical);

SH, onde as partículas do meio vibram na direção transversal à direção de propagação da onda, com polarização horizontal (plano x-y).

Quando o meio é anisotrópico utiliza-se a denominação qP, qSV, qSH, onde a letra "q" se refere a "quasi", indicando que a vibração das partículas não ocorre exatamente dentro do plano. Quando portanto nesse trabalho for feita referência às ondas P e S refletidas no meio anisotrópico, fala-se na verdade de ondas qP e qS.

Ao atingir uma interface que separa materiais de diferentes propriedades elásticas ocorre um particionamento de energia, que depende do ângulo de incidência entre o raio sísmico e a normal à interface. Quando o ângulo de incidência é oblíquo, obtém-se ondas compressivas (P) e cisalhantes (S), refletidas e refratadas. O ângulo de incidência da onda, junto com as propriedades físicas do meio determinam a quantidade de energia que é refletida e transmitida, assim como as direções de propagação. Nesse trabalho são utilizados os eixos de coordenadas cartesianas, onde x está contido no plano do eixo de simetria, y no plano de isotropia, e z é a vertical, de acordo com a figura seguir:

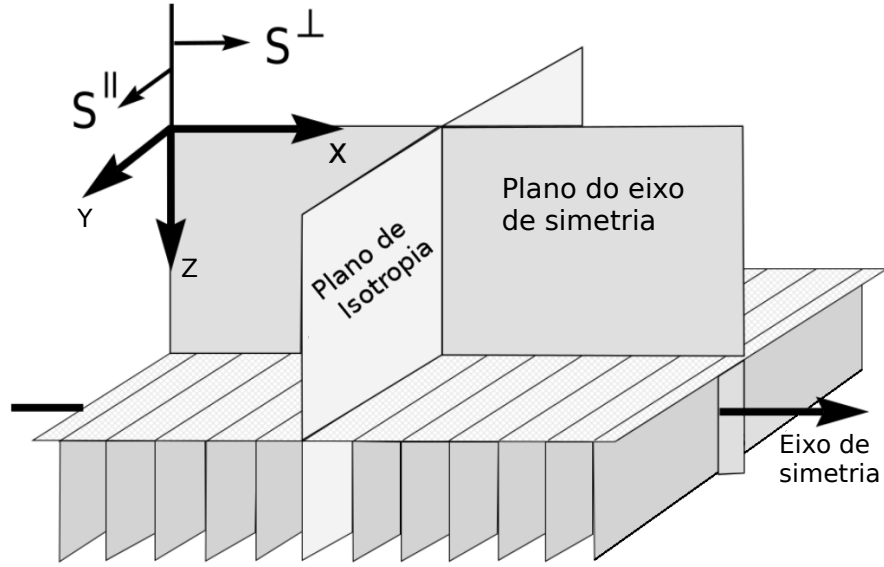


Figura 2.5: Sistema de referências utilizado nesse trabalho. (Adaptado de Ruger, A., 2002)

S^{\parallel} é a onda S que está polarizada dentro no plano de isotropia, e S^{\perp} a que está polarizada dentro do plano do eixo de simetria. Quando a onda se propaga dentro do plano do eixo de simetria S^{\perp} é denominada de SV e S^{\parallel} de SH. Da mesma maneira, quando a onda se propaga no plano de isotropia S^{\parallel} é denominada de SV e S^{\perp} de SH.

2.5.1 Lei de Snell

De acordo com a figura 2.6, uma onda se propagando a partir do ponto A no meio 1, e atingindo uma interface horizontal, com ângulo (θ_i) entre o raio sísmico e a normal, tem parte da energia refletida para o ponto B e parte transmitida para o ponto C. Os ângulos (θ_r) e (θ_t) são respectivamente os ângulos de reflexão e de transmissão.

A lei de Snell postula as seguintes relações para a onda refletida e transmitida:

$$\frac{\sin(\theta_i)}{V_1} = \frac{\sin(\theta_r)}{V_1} \quad (2.15)$$

$$\frac{\sin(\theta_i)}{V_1} = \frac{\sin(\theta_t)}{V_2}$$

onde V_1 pode significar tanto a velocidade da onda P quanto da onda S no meio 1 e V_2 , a velocidade da onda P ou S no meio 2.

Tem-se que quanto maior a velocidade da onda no meio 2, maior o ângulo de transmissão, levando ao caso conhecido como ângulo de incidência crítica, que é o ângulo de incidência para o qual o ângulo de transmissão é 90 graus, e a partir do qual a onda não mais se transmite

ao meio 2. Tal ângulo é dado por:

$$\theta_{ic} = \arcsin \frac{V_1}{V_2} \quad (2.16)$$

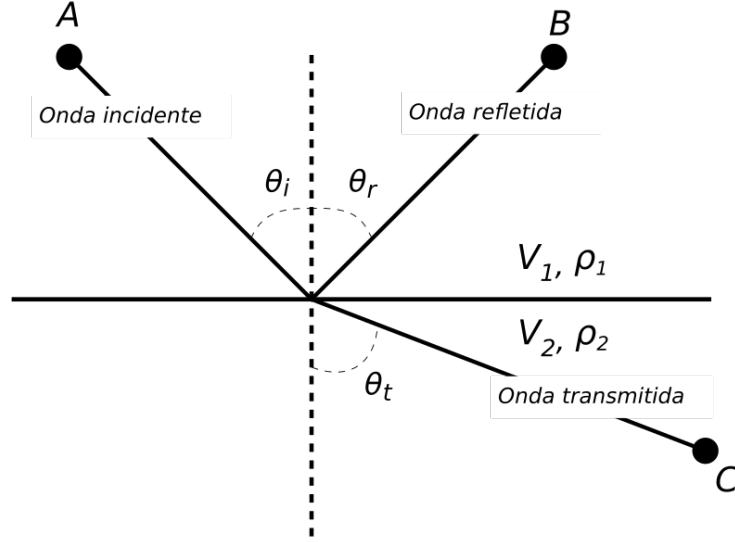


Figura 2.6: Ondas refletida e transmitida

As fórmulas de refletividade das ondas P e S, seções 2.5.2 e 2.5.3, respectivamente são aproximações, em geral válidas para ângulo menores que o ângulo crítico.

2.5.2 Refletividade da onda P em meios HTI

(Ruger, A., 1998) derivou o coeficiente de reflexão aproximado da onda P como função do ângulo de incidência (θ) e do azimuth (ϕ), sob os pressupostos de um meio HTI fracamente anisotrópico, e ângulo de incidência pré-crítica:

$$\begin{aligned} R_{PP}(\theta, \phi) = & \frac{1}{2} \frac{\Delta Z}{\bar{Z}} \\ & + \frac{1}{2} \left\{ \frac{\Delta \alpha}{\bar{\alpha}} - \left(\frac{2\bar{\beta}}{\bar{\alpha}} \right)^2 \frac{\Delta G}{\bar{G}} + [\Delta \delta^{(V)} + 2 \left(\frac{2\bar{\beta}}{\bar{\alpha}} \right)^2 \Delta \gamma] \cos^2 \phi \right\} \sin^2 \theta \\ & + \frac{1}{2} \left\{ \frac{\Delta \alpha}{\bar{\alpha}} + \Delta \epsilon^{(V)} \cos^4 \phi + \Delta \delta^{(V)} \sin^2 \phi \cos^2 \phi \right\} \sin^2 \theta \tan^2 \theta \end{aligned} \quad (2.17)$$

onde, α e β representam respectivamente a velocidade de propagação vertical das ondas P e S, dados por (2.11). $Z = \rho \alpha$ e $G = \rho \beta^2$, onde ρ é a densidade do meio; $\delta^{(V)}$, $\epsilon^{(V)}$ e γ são os parâmetros de anisotropia de Thomsen dados por (2.12), que são iguais a zero quando

o meio é isotrópico; o símbolo Δ representa a diferença de valores entre os dois meios, e a linha sobrescrita o valor médio. $\Delta\alpha = \alpha_2 - \alpha_1$ e $\bar{\alpha} = \frac{(\alpha_2 + \alpha_1)}{2}$

Os ângulos de incidência (θ) e o azimutal (ϕ) são dados respectivamente com relação à normal e ao eixo de simetria (X) de acordo com a figura a seguir:

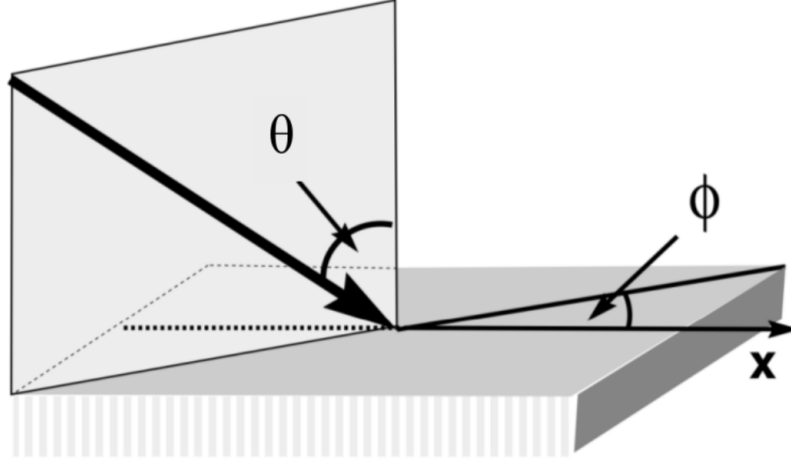


Figura 2.7: Ângulo de incidência (θ) e ângulo azimutal (ϕ). (Adaptado de Ruger, A., 1998)

O resultado fornecido por (2.17) se refere ao coeficiente de reflexão total, que representa a soma de todas as componentes em um sistema de coordenadas cartesiano:

$$R_{tot} = \sqrt{R_x^2 + R_y^2 + R_z^2} \quad (2.18)$$

onde R_x, R_y, R_z são os coeficientes de reflexão nas componentes x, y, z.

2.5.3 Refletividade da onda S em meios HTI

Ruger(2002) propôs aproximações para os coeficientes de reflexão da ondas S, considerando os azimutes 0 (eixo de simetria perpendicular às fraturas) e 90 graus (eixo paralelo às fraturas).

Para o azimuth referente ao eixo de simetria das fraturas, (sym) tem-se as seguintes fórmulas:

$$\begin{aligned} R_{S\parallel}^{sym} &= -\frac{1}{2} \frac{\Delta Z}{\bar{Z}} + \frac{1}{2} \left(\frac{\Delta\beta}{\bar{\beta}} - \Delta\gamma \right) \tan^2 i \\ R_{S\perp}^{sym} &= -\frac{1}{2} \left(\frac{\Delta Z}{\bar{Z}} - \Delta\gamma \right) + \left\{ \frac{7}{2} \left(\frac{\Delta\beta}{\bar{\beta}} - \Delta\gamma \right) + 2 \frac{\Delta\rho}{\bar{\rho}} + \frac{1}{2} \left(\frac{\bar{\alpha}}{\bar{\beta}} \right)^2 (\Delta\epsilon^V - \Delta\delta^V) \right\} \sin^2 i \\ &\quad - \frac{1}{2} \left(\frac{\Delta\beta}{\bar{\beta}} - \Delta\gamma \right) \sin^2 i \tan^2 i \end{aligned} \quad (2.19)$$

Para o azimuth perpendicular ao eixo de simetria das fraturas (strike) tem-se as seguintes

fórmulas:

$$R_{S\parallel}^{strike} = -\frac{1}{2} \frac{\Delta Z}{Z} + \left(\frac{7}{2} \frac{\Delta \beta}{\beta} + 2 \frac{\Delta \rho}{\rho} \right) \sin^2 i - \frac{1}{2} \frac{\Delta \beta}{\beta} \sin^2 i \tan^2 i$$

$$R_{S\perp}^{strike} = -\frac{1}{2} \left(\frac{\Delta Z}{Z} - \Delta \gamma \right) + \frac{1}{2} \left(\frac{\Delta \beta}{\beta} - \Delta \gamma \right) \tan^2 i$$
(2.20)

A figura a seguir mostra a polarização das ondas S, onde o eixo "sym" corresponde ao azimute 0 graus e o eixo "strike" ao azimute 90 graus.

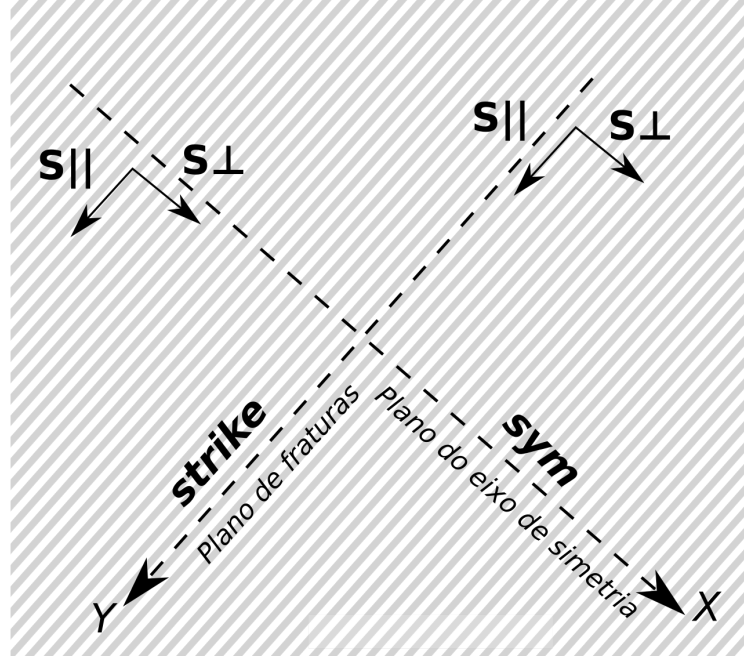


Figura 2.8: Visão superficial de um plano contendo fraturas verticalmente alinhadas, mostrando a polarização das ondas S. (Adaptado de Ruger, A., 2002)

2.5.4 Tempo de percurso

Uma onda após ser refletida, retorna à superfície e pode ser registrada por geofones para ser analisada. Um dos parâmetros utilizados para a análise das ondas é seu tempo de percurso. Para uma onda incidindo em uma interface existem três ondas a se considerar: as ondas diretas, as ondas refletidas e as refratadas criticamente. Neste trabalho foi analisado somente os tempos das ondas refletidas.

Para a modelagem dos tempos de percurso, optou-se pelas fórmulas em função do ângulo de incidência, onde a onda refletida na interface entre a primeira e segunda camada, apresenta a seguinte fórmula:

$$t_1 = \frac{2h_1}{V_1 \cos(\theta_1)}$$
(2.21)

sendo que, h_1 , V_1 , θ_1 representam respectivamente, a espessura, e a velocidade da onda na camada 1, e o ângulo de incidência do raio sísmico na interface entre a primeira e segunda

camada. Para o cálculo do tempo de percurso da onda refletida na interface entre a segunda e terceira camada, e registrada na superfície, foram somados os tempo de percurso da onda na primeira e na segunda camada:

$$t_2 = \frac{2h_1}{V_1 \cos(\theta_1)} + \frac{2h_2}{V_2 \cos(\theta_2)} \quad (2.22)$$

onde θ_2 é o ângulo de incidência na terceira camada. Para o cálculo de θ_2 foi aplicada a lei de Snell na interface entre a primeira e segunda camada e calculado o ângulo de transmissão:

$$\theta_2 = \arcsin \left(\frac{V_2 \sin(\theta_1)}{V_1} \right) \quad (2.23)$$

Capítulo 3

Metodologia

Este trabalho baseou-se na teoria dos meios equivalentes para realizar a modelagem direta da resposta sísmica esperada para uma dada situação geológica, considerando as fraturas como inclusões elipsoidais e como planos de fraqueza. A resposta esperada são os valores de amplitudes, fases, que uma onda emitida por uma fonte na superfície possui após ser refletida no topo de uma camada de rocha fraturada e seu tempo de percurso. Para a obtenção dessa resposta utilizou-se o software ANRAY, que utiliza como parâmetros de entrada, os valores de profundidade da interface sísmica, velocidade e densidade das camadas isotrópicas, mais os coeficientes elásticos, quando as camadas são anisotrópicas. Os coeficientes elásticos para a camada fraturada foram calculados a partir das fórmulas obtidas dos modelos teóricos de fraturas.

A partir do modelo de deslocamento linear (2.3.2) obteve-se as constantes elásticas, necessárias para executar o software ANRAY, através de 2.13, com as seguintes relações:

$$\begin{aligned}c_{11} &= M(1 - \Delta_N) \\c_{13} &= \lambda(1 - \Delta_N) \\c_{33} &= M(1 - (\frac{\lambda}{M})^2 \Delta_N) \\c_{44} &= \mu \\c_{55} &= \mu(1 - \Delta_T)\end{aligned}\tag{3.1}$$

onde os valores de Δ_N e Δ_T variam entre 0 e 1. Os valores de Δ_N e Δ_T foram estimados através da relação 2.14, a partir dos parâmetros densidade de fraturamento e razão de aspecto das fraturas, do modelo descrito em 2.3.1, considerando as fraturas preenchidas com água.

Como forma de observar o comportamento da resposta com a variação dos parâmetros de entrada (densidade de fraturamento e razão de aspecto), e auxiliar na escolha destes sem ter a necessidade de executar o ANRAY que é programado em FORTRAN e exige a construção de um arquivo numérico de entrada, não fornecendo uma resposta gráfica de saída, foi pro-

gramada em PYTHON uma interface dinâmica que fornece na interface principal as curvas dos coeficientes de reflexão aproximados para diferentes azimutes (equação 2.17 para R_{pp} e equações 2.19 e 2.20 para R_{ss}) e os tempos de percurso calculados (seção 2.5.4). Todas as curvas se atualizam automaticamente com a variação dos parâmetros de entrada para o cálculo. A figura a seguir mostra a interface principal do programa:

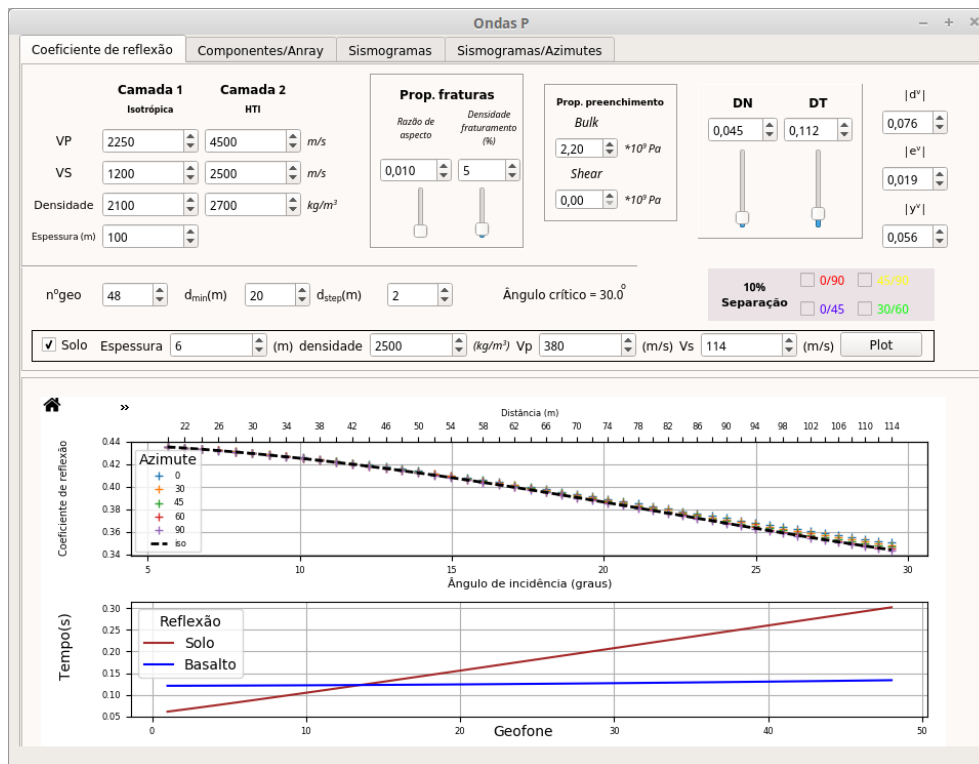


Figura 3.1: Interface principal do programa

Os parâmetros de entrada são: as velocidades das ondas P, S, densidade, e espessura para a primeira camada, considerada isotrópica, e as velocidades das ondas P, S e densidade para a camada fraturada (HTI). Os parâmetros de propriedades das fraturas (razão de aspecto e densidade de fraturamento) permanecem como variáveis de ajuste, com a razão de aspecto variando entre 0.001 e 1, e a densidade de fraturamento variando entre 0 e 100%. As propriedades de preenchimento das fraturas (Bulk e Shear) representam o módulo de compressibilidade e de cisalhamento da água, pois considera-se que as fraturas estejam preenchidas com água. Os parâmetros DN, DT são calculados automaticamente a partir dos valores anteriores, assim como os parâmetros de anisotropia de Thomsen, que tem o valor de seus módulos representados nas caixas designadas por $|d^{(V)}|$, $|e^{(V)}|$ e $|y^{(V)}|$. Nas caixas designadas por $n^{\circ}\text{geo}$, d_{\min} , d_{step} encontram-se os parâmetros de geometria do experimento. Ao variar qualquer um dos parâmetros anteriores as curvas se ajustam automaticamente, revelando de forma dinâmica a influência de cada um deles nas curvas de reflexão. A inclusão do solo nos cálculos foi mantida como opcional e a ser realizada por último, pois exige maior quantidade de cálculos e atrasa a plotagem da curva.

3.1 Geometria do experimento

Foram implementadas ferramentas para o cálculo dos ângulos a partir da distância entre a fonte e os geofones. Foram definidos os seguintes parâmetros de entrada para o usuário:

ngeo: número de geofones (valor default definido como 48);

d_{min}: distância entre a fonte e o primeiro geofone (valor default definido como 20m);

d_{step}: espaçamento entre os geofones (valor default definido como 2m).

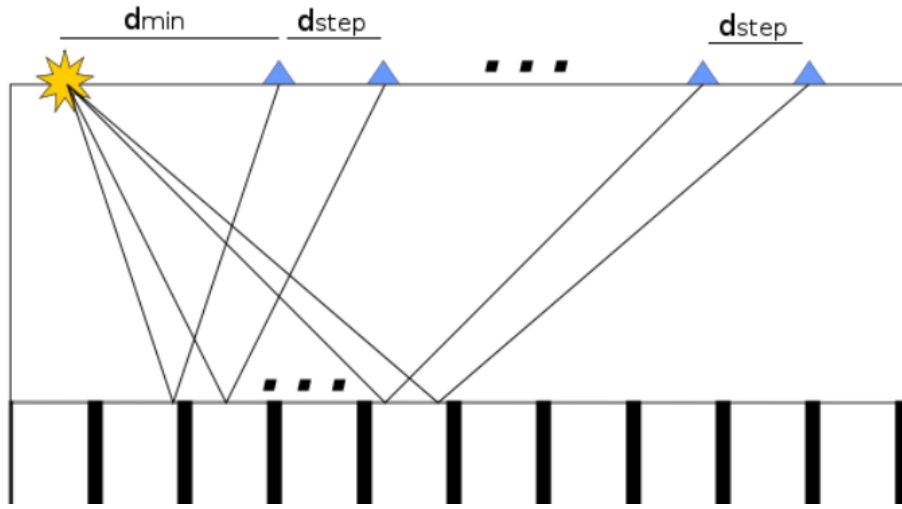


Figura 3.2: Geometria do experimento

A camada de solo foi programada como sendo de inclusão opcional, pois aumenta consideravelmente o número de cálculos e não altera significativamente o resultado, sendo portanto preferível ajustar os parâmetros sem sua inclusão, e após a escolha dos parâmetros incluir o solo. Considerando somente duas camadas a conversão da distância (d), de cada geofone até a fonte, para ângulo na camada inferior foi realizada através da seguinte fórmula:

$$\theta_1 = \arctan\left(\frac{d}{2h}\right) \quad (3.2)$$

Com a inclusão do solo, a conversão da distância dos geofones até a fonte para ângulo na camada fraturada deve levar em consideração os desvios de ângulo que ocorrem na interface entre a primeira e a segunda camada. A fórmula implementada para realizar tal conversão é:

$$\theta_2 = \arctan\left(\frac{x}{h_2}\right) \quad (3.3)$$

sendo θ_2 o ângulo de incidência na camada fraturada e x a raiz selecionada da seguinte equação:

$$ax^4 - bx^3 + cx^2 + dx + e = 0 \quad (3.4)$$

onde:

$$z = \frac{g_{dist}}{2}$$

$$a = V_1^2 - V_2^2$$

$$b = 2za$$

$$c = az^2 - V_2^2 h_2^2 + V_1^2 h_1^2$$

$$d = 2zV_2^2 h_2^2$$

$$e = V_1^2 h_1^2 - V_2^2 h_2^2 z^2$$

sendo g_{dist} a distância entre a fonte e o geofone considerado, e V_1 , V_2 , h_1 e h_2 , as velocidades da onda, e as espessuras na primeira e segunda camada (solo e camada isotrópica), respectivamente. A raiz foi selecionada com as seguintes características: real, positiva e menor que o valor de g_{dist} .

3.2 Componentes do ANRAY e Sismogramas sintéticos

Após selecionados os parâmetros do modelo, basta clicar no botão gerar arquivos na aba Componentes/Anray do programa, para executar externamente o software ANRAY, que gera como arquivos de saída as amplitudes em cada uma das componentes de um sistema de eixos cartesianos x, y, z do modelo. O eixo x do modelo foi assumido como sendo o eixo de simetria, como na figura 2.7. A partir dessas componentes pode-se calcular a componente total, horizontal e vertical. A componente total é calculada através da fórmula (2.18), a horizontal é calculada a partir da fórmula (2.18) considerando a componente z igual a zero, e a vertical é a própria componente z. A componente horizontal, será radial ou transversal dependendo do plano de polarização da onda.

Para auxiliar a interpretação dos resultados foram construídos sismogramas sintéticos contendo as informações dos tempos de chegada, amplitude e fase das ondas. Para tal, o tempo de chegada das ondas em cada geofone foi armazenado com valor unitário na posição correspondente, dentro de um vetor de $(T_{max} / dt) + 1$ amostras, onde T_{max} e dt são parâmetros de escolha do usuário. T_{max} deve ser então um valor grande o suficiente para que a distribuição dos tempos de chegada caibam dentro do número de amostras geradas. Tal vetor foi então convolidado com uma wavelet dada pela seguinte fórmula:

$$w = A \cos(2\pi ft + \psi) e^{-(2\pi ft/\gamma)^2} \quad (3.5)$$

onde:

f é a frequência definida pelo usuário. (50 Hz como valor padrão);

γ é um parâmetro definido pelo usuário e é usado para definir o tamanho da wavelet. Foi estabelecido 4 como valor padrão.

A e ψ contêm as informações de amplitude e fase, respectivamente, calculadas para cada geofone; t é uma variável que assume valores entre $\frac{-0.45\gamma}{f}$ e $\frac{0.45\gamma}{f} + dt$, com $\frac{(0.9\gamma}{f} + dt)$ passos. A figura 3.3, a seguir, mostra o resultado de uma análise na aba gerada para a plotagem do sismogramas:

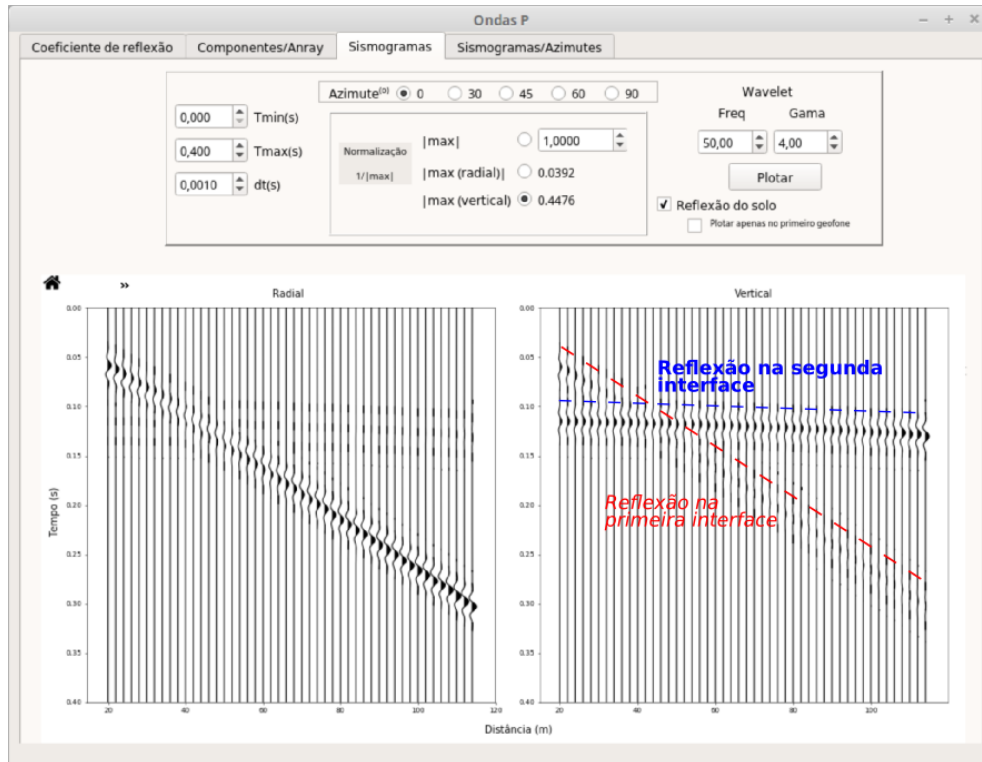


Figura 3.3: Sismogramas com as amplitudes de reflexão na primeira e segunda interface

O parâmetro Tmin define o início do sismograma. Na caixa de azimuth pode-se ver o resultado para cada um dos azimutes especificados. Pode-se também aplicar um ganho 1/max nas amplitudes onde max é um valor definido pelo usuário, ou pode-se usar o valor do coeficiente de reflexão máximo de alguma das componentes, que são mostrados ao lado da caixa de escolha. Existe ainda a possibilidade de modificar os parâmetros que controlam a forma da wavelet de acordo com a equação (3.5). A partir disso pode-se observar as amplitudes da reflexão na primeira e segunda interfaces e escolher qual das componentes (radial ou vertical) possui maior amplitude para realizar a comparação entre diferentes azimutes da reflexão na segunda interface. A figura 3.4 ilustra a diferença de amplitudes para diferentes azimutes quando o meio no qual ocorre a reflexão é anisotrópico. Adotou-se o critério de no mínimo 10% de diferença entre as amplitudes de azimutes perpendiculares para que se possa considerar viável a identificação das fraturas nos dados.

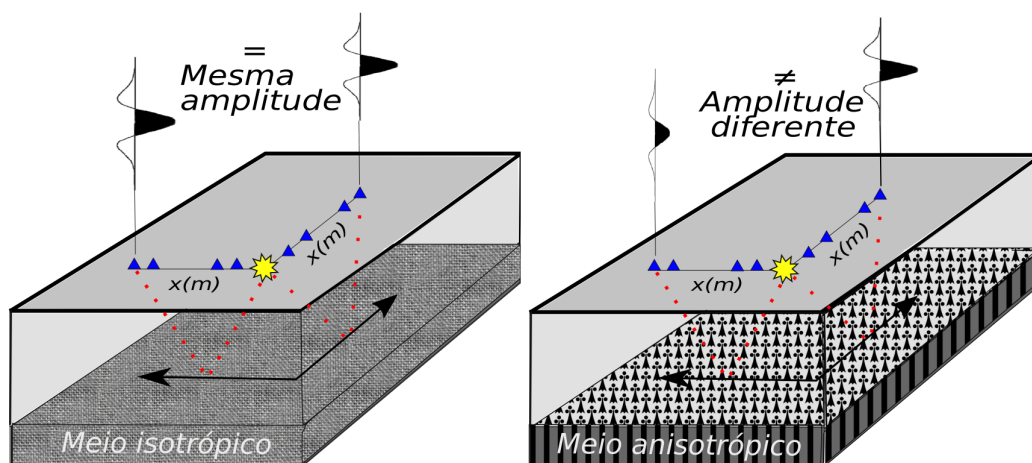


Figura 3.4: Diferença de amplitude com o azimuth

3.3 Interface para análise

Para facilitar a análise de separação implementou-se uma ferramenta que calcula a diferença entre os coeficientes de reflexão para diferentes azimutes, sinalizando quando a desigualdade $(v_{\max} - v_{\min})/v_{\min} > 0.1$ é verdadeira, onde v_{\max} representa o maior valor em módulo dos dois pontos da curva sendo comparados, e v_{\min} o menor valor. Existe a possibilidade de ativar uma das opções especificadas como 10% de separação, e considerar os azimutes 0/90, 0/45, 45/90, 30/60. Quando a opção 0/90 está ativada, por exemplo, é feita a comparação entre os pontos das curvas 0 e 90 graus, sendo plotado no gráfico da saída do ANRAY os geofones que satisfazem a condição de separação de 10%, assim como é plotado em forma de barras verticais os valores calculados, tendo como referência a escala do lado direito do gráfico. Um exemplo dessa análise pode ser observado na figura 4.4. É possível também verificar na aba "solo" os coeficientes de reflexão e o tempo de percurso referentes à reflexão no solo. Na aba da interface principal "Coeficiente de reflexão" também é possível realizar uma análise de separação, plotando um círculo no geofone a partir do qual começa a ocorrer a separação, conforme se observa na figura 4.3.

Para realizar uma comparação das amplitudes das reflexões para diferentes azimutes na forma de sismograma, foi implementada na aba "Sismogramas/Azimutes" a possibilidade de selecionar os azimutes 0/90, 0/45, 45/90, 30/60, e observar as amplitudes de reflexão em cada geofone sob uma mesma escala de normalização. Um exemplo de análise realizada nessa aba pode ser observada na figura 4.6.

Capítulo 4

Estudo de caso: Termas de Ibirá

4.1 Geologia

Termas de Ibirá localiza-se sobre a bacia do Paraná, na porção norte do planalto ocidental paulista.

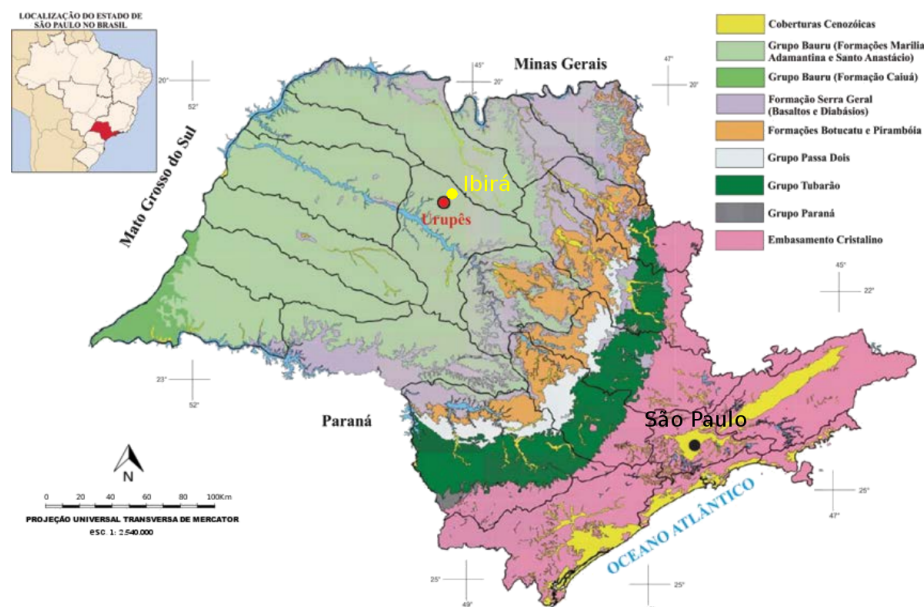


Figura 4.1: Localização de Ibirá sobre a Bacia do Paraná no Estado de São Paulo (adaptado de Cônego Jr, 2012, apud Couto, Jr, 2015)

As camadas mais superiores da região são formadas por arenitos do Grupo Bauru, que é predominantemente constituído de rochas siliciclásticas de origem continental, especificamente arenitos argilosos, siltitos laminados e argilitos. O Grupo Bauru compreende um pacote sedimentar que possui espessura média de 100m e contém o Aquífero Bauru. Abaixo dos arenitos encontram-se derrames basálticos da Formação Serra Geral, composto essencialmente de rochas vulcânicas: basalto e dacitos. Na Formação Serra Geral ocorre o Aquífero Serra Geral, considerado como uma importante conexão hidráulica entre o Aquífero Bauru

(situado nos arenitos do Grupo Bauru) e o Aquífero Guarani (situado nos arenitos da Formação Botucatu, que se encontra abaixo do Serra Geral). No interior do pacote basáltico há zonas de fraturamento que podem ter sua origem do resfriamento do basalto ou de atividade tectônica.

A partir dos dados de poços catalogados pela SIAGAS-CPRM (<http://siagasweb.cprm.gov.br/layout/>), pode-se obter informações sobre a profundidade do basalto na região. A tabela 4.1 lista esses poços com seu código CPRM, latitude e longitude no formato GGMMSS, e as informações de profundidade e litologias.

Pode-se constatar pela informação dos poços que o topo da camada de basalto é variável entre aproximadamente 20 e 100 metros, e a camada superior é formada predominantemente por arenitos e siltitos.

Código do poço	Latitude	Longitude	Dados Litológicos
3500001978	210426	491441	Siltito (0-90m); Basalto (90-366m)
3500001982	210434	491401	Siltito (0-80m); Basalto (80-130m)
3500002001	210630	491104	Siltito (0-30m); Basalto (30-394m)
3500055964	210151	491244	Solo (0-24m); Arenito médio (24-110m); Basalto (110-174m)
3500055965	210621	491032	Solo arenoso (0-7m); Arenito fino (7-16m); Basalto (16-31.5m)
3500055967	210618	491031	Solo arenoso (0-7m); Arenito fino (7-20m); Basalto (20-52m)
3500055970	210619	491031	Solo arenoso (0-8m); Arenito fino (8-22m); Basalto (22-52m)

Tabela 4.1: Informações dos poços cadastrados no SIAGAS-CPRM

4.2 Escolha de parâmetros do modelo

O modelo de camadas foi construído tendo por base os dados de poços catalogados pelo SIARGAS-CPRM descritos na tabela 4.1, e estudos anteriores realizados na região por Ruiz (2014). Foi considerado um modelo de 3 camadas: uma de solo; uma de arenito, consideradas isotrópicas, e uma de basalto, onde estão presentes as fraturas, considerada anisotrópica, conforme a figura 4.2.

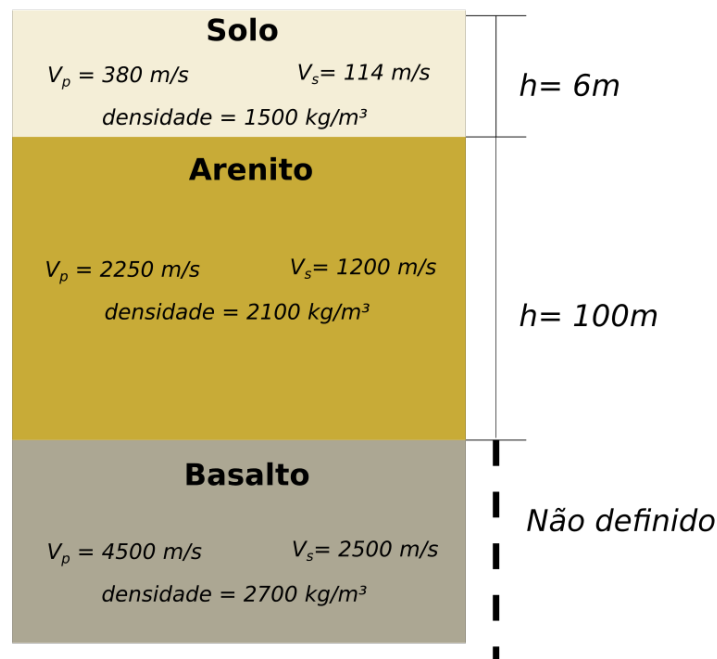


Figura 4.2: Modelo de camadas (fora de escala)

Leary et al.(1990) sugerem, citando observações realizadas em diferentes contextos geológicos, que valores razoáveis para densidade de fraturas se encontram numa faixa entre 1% e 5%.

O valor da razão de aspecto (α) foi mantido como variável entre 10^{-3} e 1, de acordo com Schoenberg & Douma (1988), e considerou-se as fraturas como preenchidas com água, logo $k' = 2,2 \cdot 10^9 \text{ (Pa)}$ e $\mu' = 0$.

4.3 Resultados: Onda P

Considerando uma onda P incidente foram analisadas as refletividades das ondas P e SV refletidas.

4.3.1 Refletividade Rpp

A interface principal do programa desenvolvido, juntamente com os parâmetros definidos e análise de separação encontram-se na figura 4.3.

Foi observado que a inclusão do solo praticamente não alterou os ângulos de incidência no basalto, diminuindo o ângulo de incidência de aproximadamente 1 grau em cada geofone. Para o modelo e arranjo presentes não ocorre 10% de separação entre nenhuma das curvas, como exemplificado na Figura 3.1 para a densidade de fraturamento de 5%, e só é possível

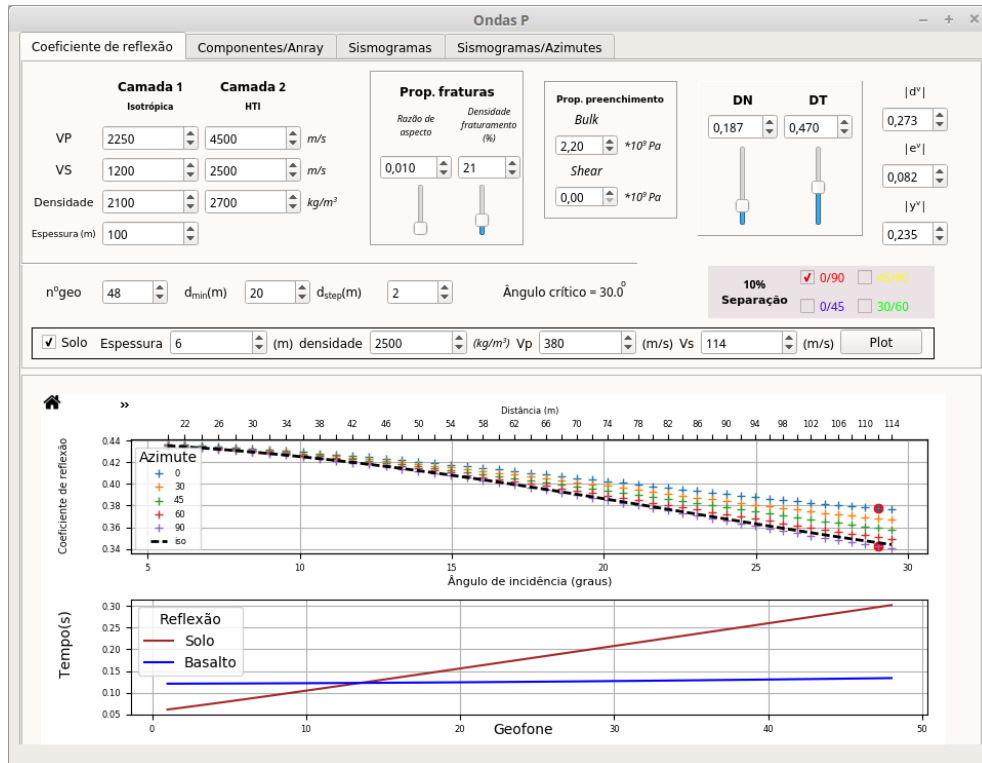


Figura 4.3: Separação entre as curvas

de se verificar tal separação quando a densidade de fraturamento é elevada para 21%, como ilustrado na Figura 4.3. Observou-se que ao aumentar a razão de aspecto as curvas se aproximam, e diminuem a separação entre elas, o que não é desejável. Ao diminuir a razão de aspecto para 1/10 do seu valor as curvas se afastaram e a diferença de 10% entre os azimutes zero e noventa passou a ocorrer 6 metros antes. O que porém não faz efeito quando a densidade de fraturamento está em 5%, pois o efeito da densidade de fraturamento nas curvas é muito maior que a de razão de aspecto. Analisando portanto o coeficiente de reflexão total a partir da fórmula aproximada (2.17), não foi possível obter uma separação mínima de 10% entre as curvas de azimute perpendiculares, quando se restringe a densidade de fraturamento a 5%.

As componentes individuais a partir da saída do ANRAY são apresentadas na figura 4.4. Pode-se observar que o coeficiente de reflexão total não apresenta os mesmos valores que os calculados na interface principal, pois na fórmula aproximada foi considerada apenas a reflexão no basalto, sem o particionamento de energia das reflexões que ocorrem no solo, assim como as formas das curvas passam a divergir conforme se aproxima do ângulo crítico. Uma comparação entre a saída aproximada apresentada na interface principal e a saída exata do ANRAY, sem a camada de solo, para o presente caso é apresentado na figura 4.5.

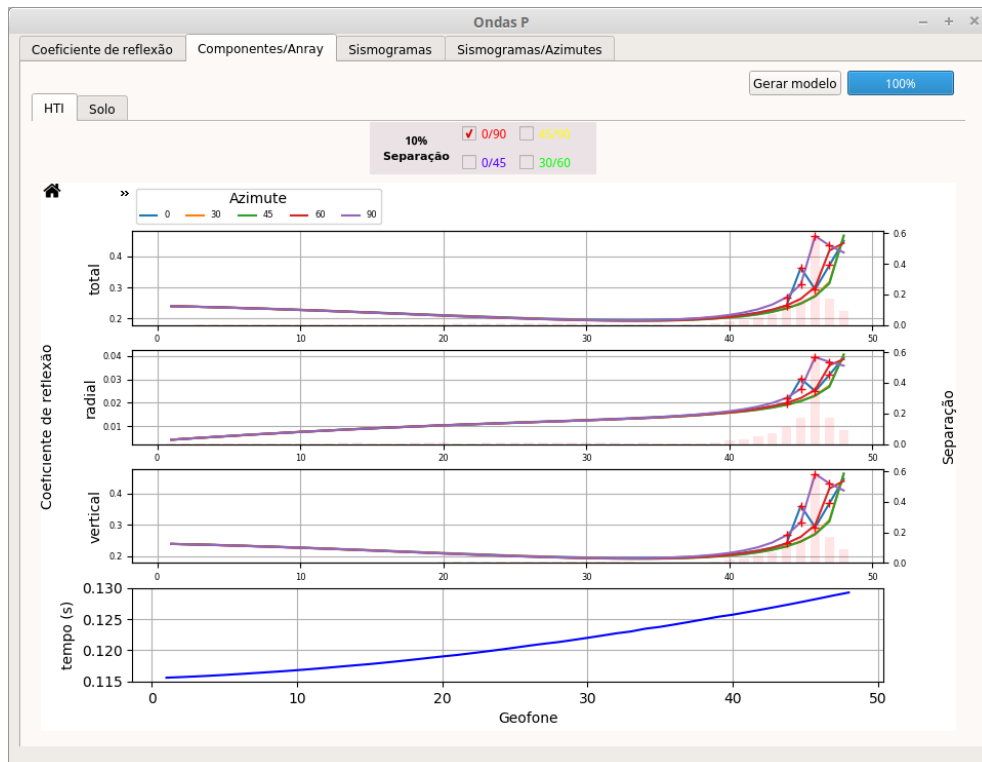


Figura 4.4: Separação entre as curvas nas componentes geradas pelo ANRAY

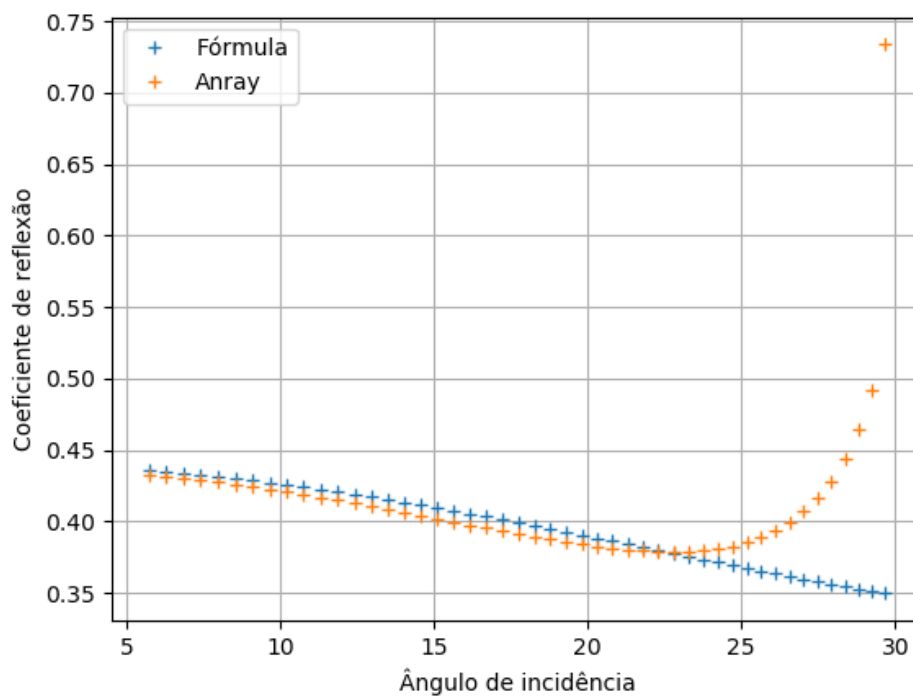


Figura 4.5: Comparação entre a fórmula aproximada e a saída do ANRAY

Na interface principal consta o cálculo do ângulo crítico como 30 graus, e observa-se que

a partir do ângulo 20 graus já começa a haver uma divergência entre as curvas, mostrando que a validade da fórmula aproximada é restrita ao início da curva, deixando de ter validade ao aproximar-se do ângulo crítico. Observa-se também que ao aproximar-se do ângulo crítico as curvas deixam de ter um comportamento uniforme e é possível observar pela análise de separação que as curvas se separam mais de 10% em alguns geofones. Para observar graficamente o efeito dessas amplitudes, foram comparados os sismogramas do azimuth 0 e 90 graus na aba correspondente, conforme a figura 4.6. A partir da análise dessa figura pode-se perceber que pelas informações de fase e amplitude, dificilmente observa-se uma diferença entre os dois sismogramas.

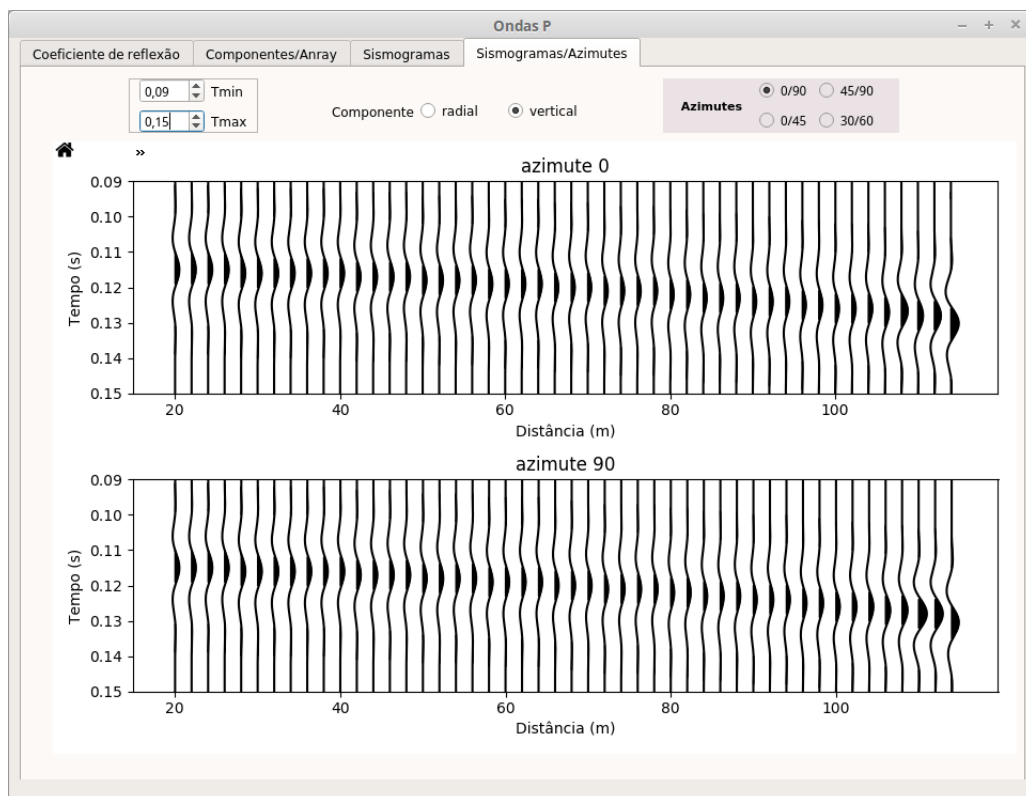


Figura 4.6: Comparação das reflexões do basalto entre o azimuth 0 e 90 graus.

4.3.2 Refletividade Rps

Apesar de não ter sido encontrada uma fórmula aproximada para o caso da reflexão da onda P em SV em meios HTI, foi utilizado o mesmo programa para gerar o arquivo de entrada modificado para o cálculo a partir do Anray. A saída do Anray, e o sismograma comparando os azimuthes para o presente caso estão representados nas figuras 4.7 e 4.8.

Observa-se que as curvas apresentam valores muito próximos a zero, assim como apresentam pouca separação. Uma separação visível ocorre apenas entre os geofones correspondentes às distâncias 82 e 88m.

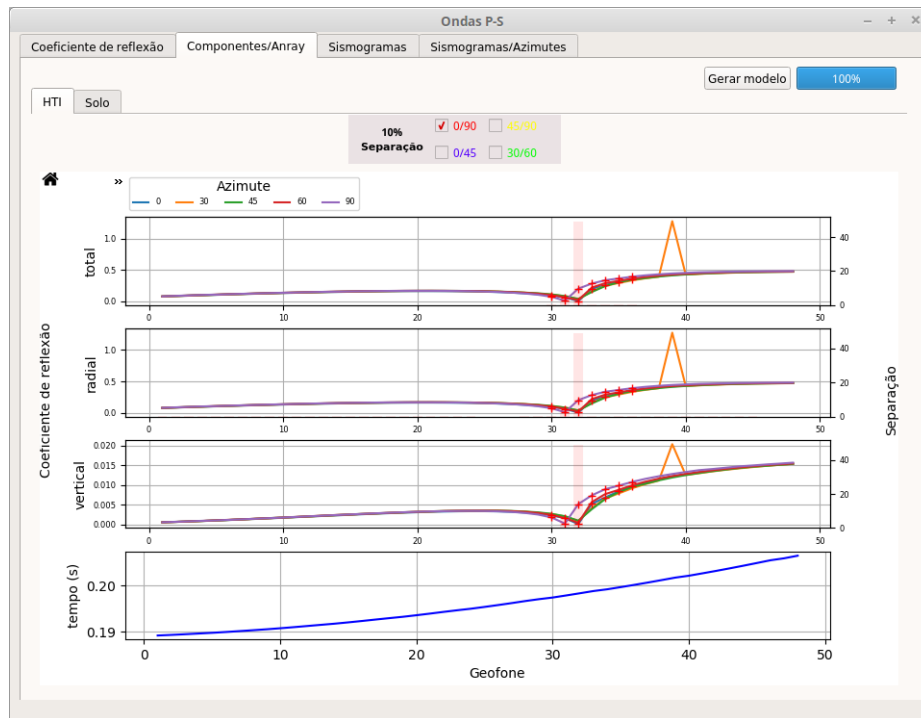


Figura 4.7: Saída do ANRAY para as ondas P convertidas em SV

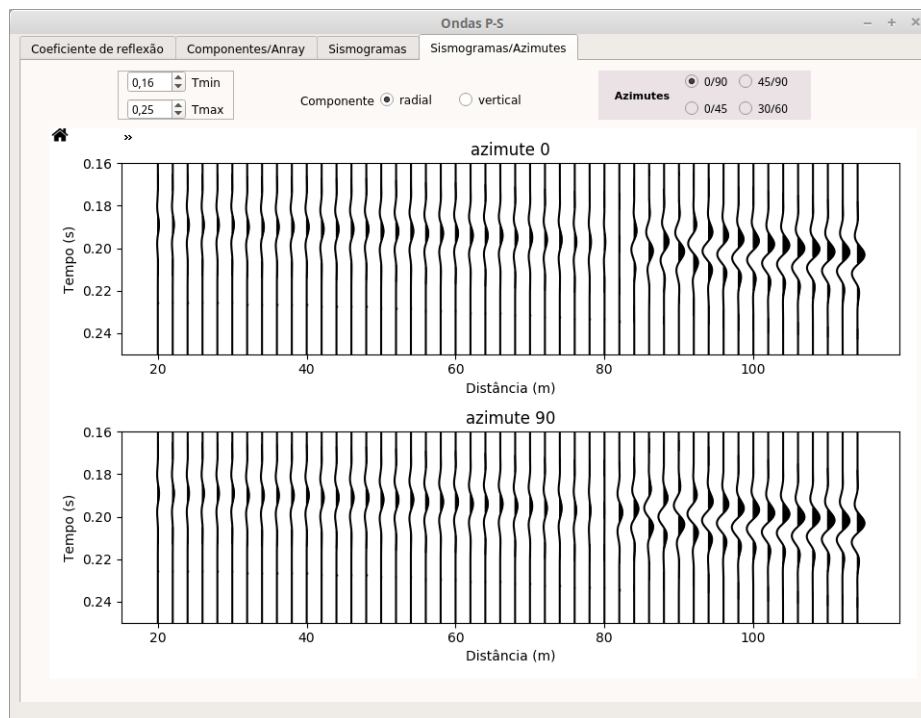


Figura 4.8: Comparação das amplitudes da onda SV refletida para os azimutes 0 e 90

4.4 Resultados: Onda SV

Para o estudo da onda SV foi desenvolvido um programa semelhante, que apresenta na interface principal o gráfico referente às equações (2.19 e 2.20). Para o azimuth 0 graus foi considerada a fórmula da refletividade $R_{S\perp}^{sym}$ e para o azimuth 90 graus, $R_{S\parallel}^{strike}$ (figura 2.8). Os resultados são apresentados na figura 4.9.

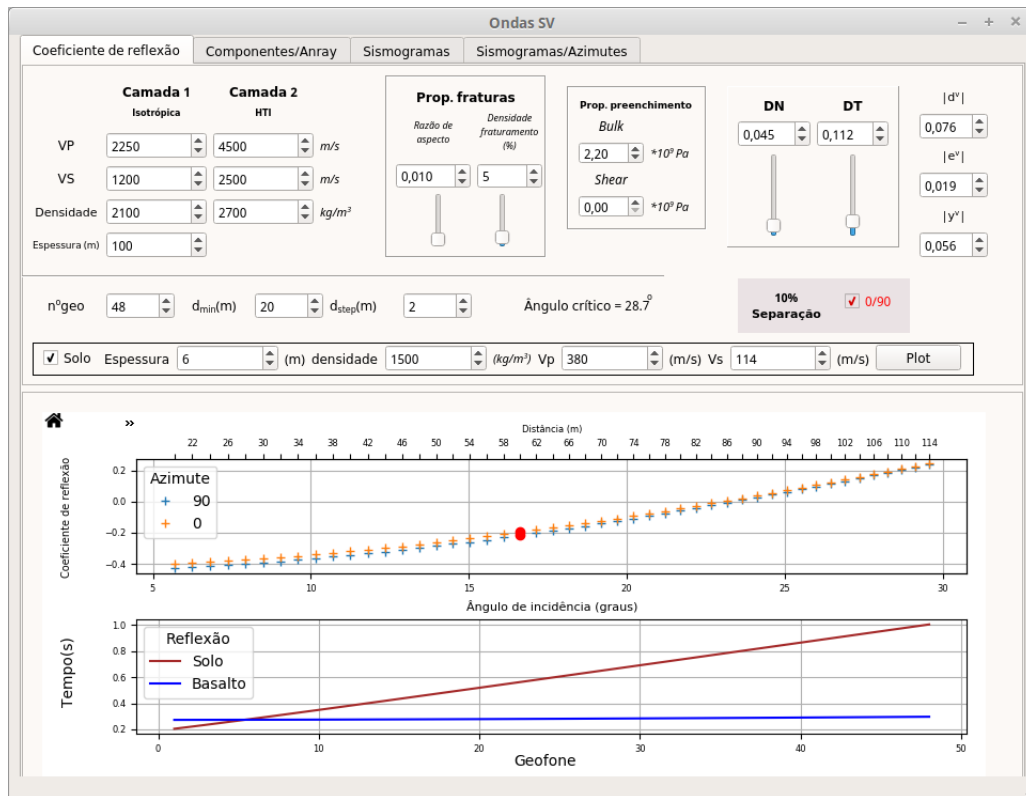


Figura 4.9: Resultado da fórmula aproximada para a onda SV

Pode-se perceber pela fórmula aproximada que a partir da distância 58m já é possível obter uma separação de 10% entre os azimutes 0 e 90 graus. A saída exata do Anray, levando em consideração as componentes individuais encontra-se na figura 4.10. Para a onda SV são levadas em consideração somente as componentes radial e vertical, que estão no plano definido pelo raio sísmico. A componente transversal é gerada como resultado da anisotropia e também foi plotada para análise.

O sismograma comparando os azimutes para a componente radial está apresentado na figura 4.11, de onde pode-se perceber que existe uma diferença de amplitudes e fases perceptível nas posições relativas aos últimos geofones.

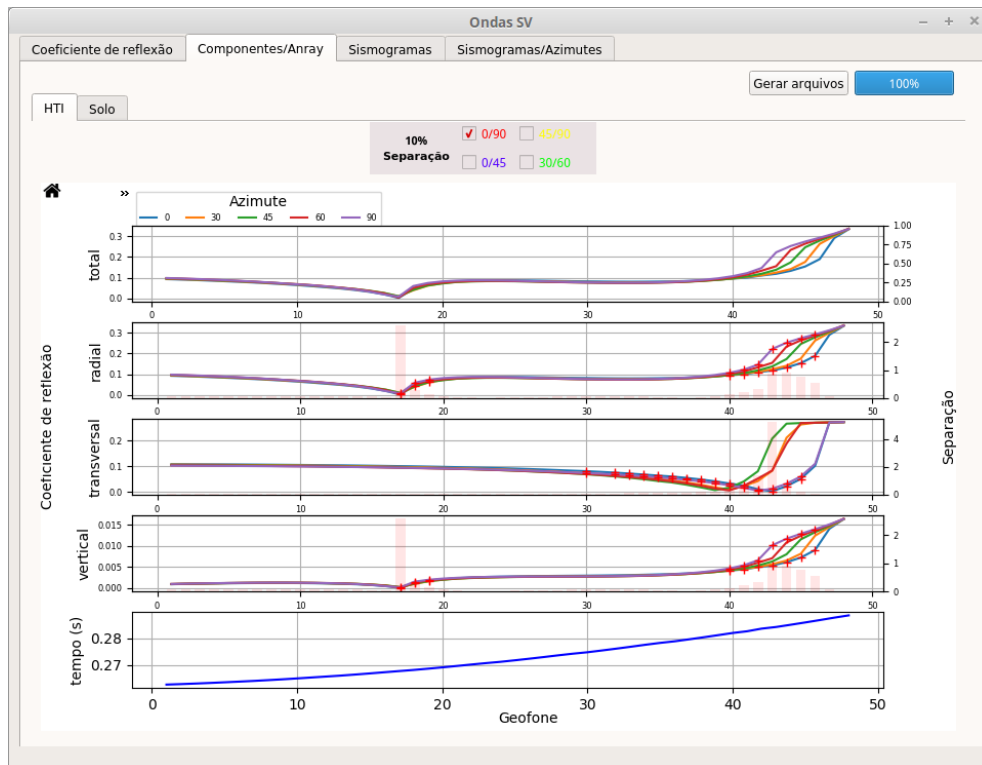


Figura 4.10: Resultado do ANRAY para a onda SV

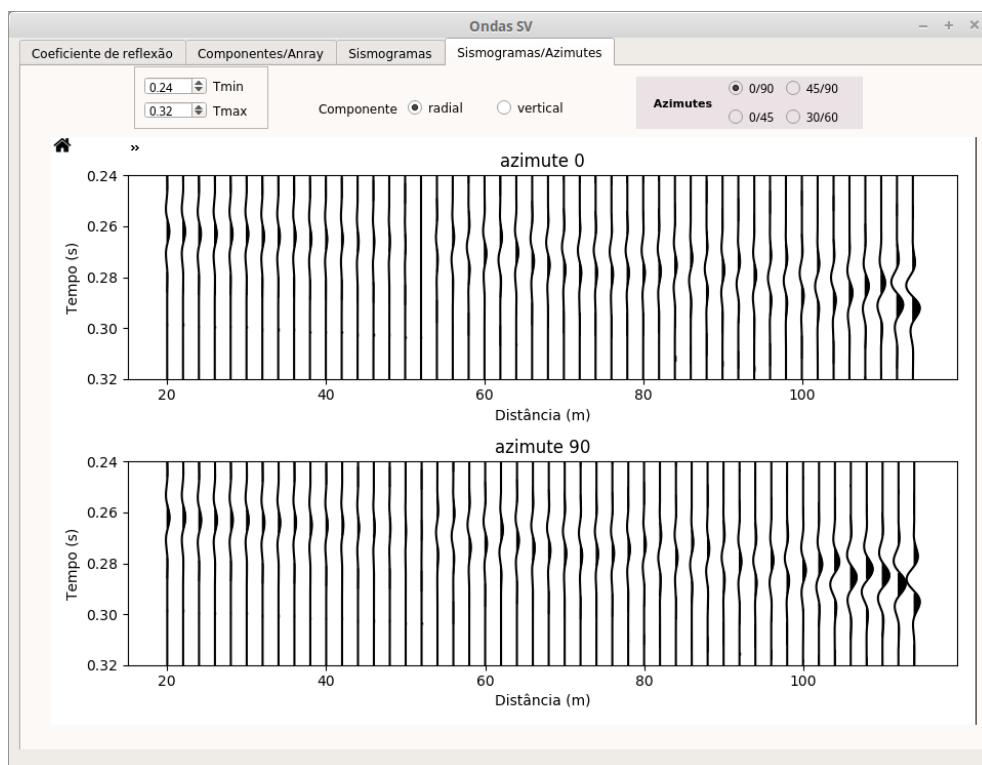


Figura 4.11: Comparação entre os azimutes 0 e 90 graus para a onda SV na componente radial

4.5 Resultados: Onda SH

Para a onda SH foi também desenvolvido um programa que plota na interface principal a fórmula aproximada (2.19 e 2.20). Para o azimuth 0 graus foi considerada a fórmula da refletividade $R_{S\parallel}^{sym}$ e para o azimuth 90 graus, $R_{S\perp}^{strike}$ (figura 2.8). O resultado encontra-se na figura 4.12. Apesar de essa fórmula não registrar os 10% de separação para a onda SH, a saída do Anray se mostrou semelhante à onda SV na componente radial, conforme pode-se observar na figura 4.13.

O sismograma comparando os azimuths para a componente transversal está apresentado na figura 4.14, de onde também pode-se perceber que existe uma diferença de amplitudes e fases nas posições relativas aos últimos geofones.

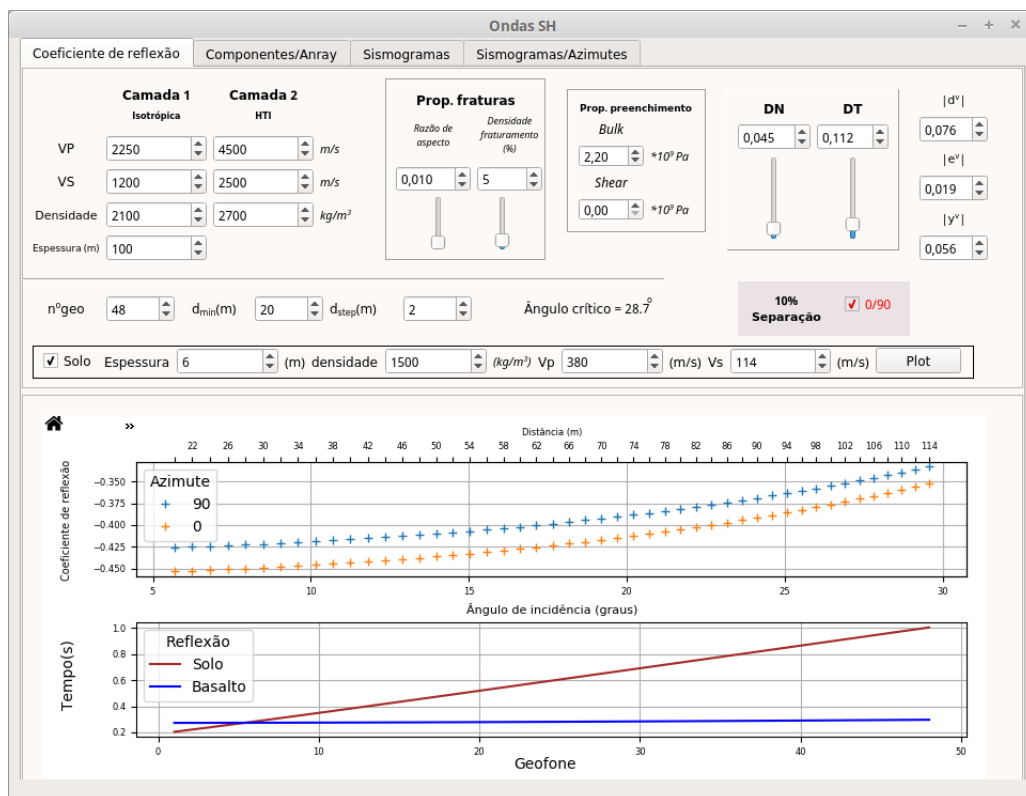


Figura 4.12: Resultado da fórmula aproximada para a onda SH

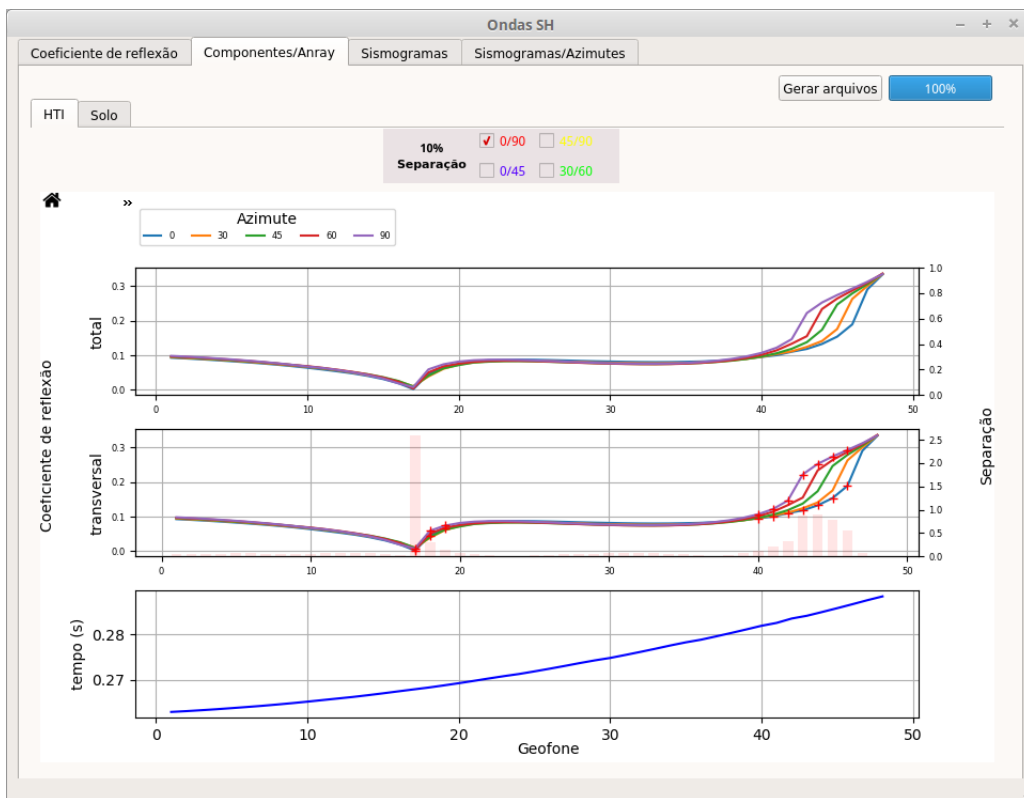


Figura 4.13: Resultado do ANRAY para a onda SH

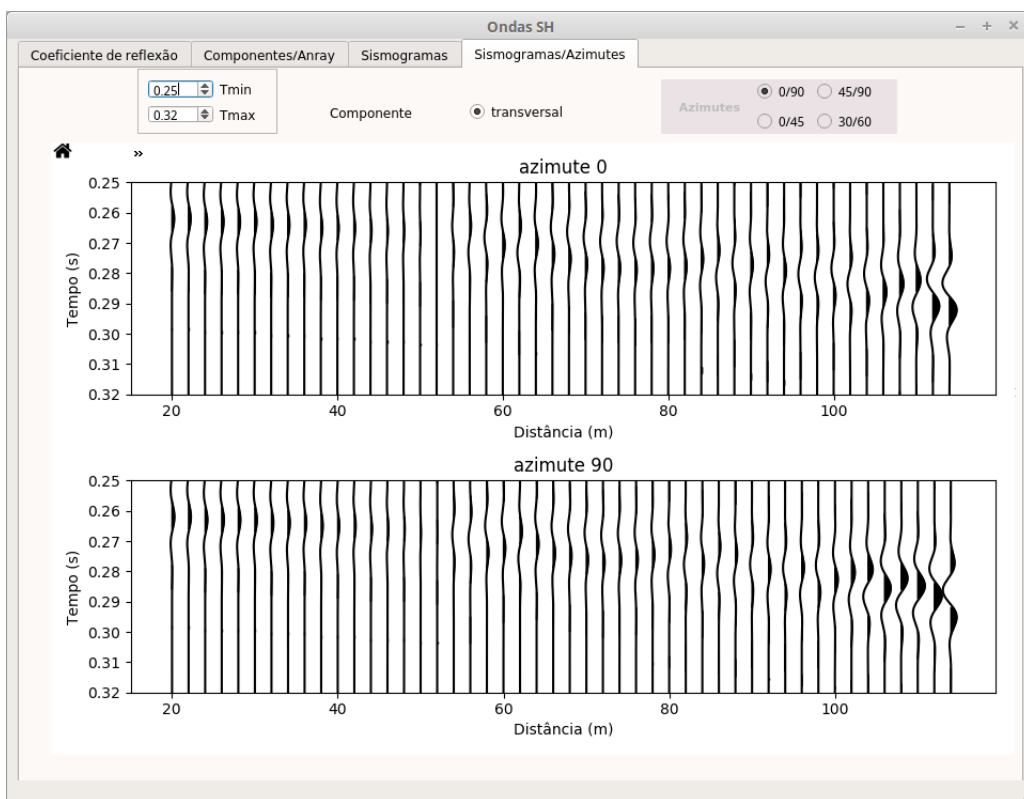


Figura 4.14: Comparação entre os azimutes 0 e 90 graus para a onda SH

Capítulo 5

Discussões e Conclusões

Quanto ao limite de densidade de fraturamento para uma situação prática, foi encontrado apenas um artigo (Leary, et al.,1990) que faz referência a no máximo 5% de densidade de fraturamento, citando observações de outros autores em diferentes contextos geológicos. O mesmo autor porém cita que em uma perfilagem sísmica vertical em uma rocha cristalina próxima a uma falha mostrou densidade de fraturamento superior a 7%. Crampin et al.(1980) faz referência a densidades de fraturamento maiores que 20%, porém para outro tipo de rocha.

Verificou-se através da manipulação dos parâmetros de entrada que ocorre maior separação entre as curvas quando há menor contraste de propriedades físicas entre os meios. Portanto pode-se obter melhores resultados para identificar rochas fraturadas em locais onde o contraste de propriedades sejam baixos.

Com base nos resultados gerados concluiu-se que o método de reflexão sísmica aplicado às ondas P para afastamentos curtos não fornece resultado satisfatório para o contexto geológico de Termas de Ibirá. O uso de afastamentos maiores, aumenta a sensibilidade, como ilustrado na Figura 5.1, para 5% de fraturamento e 60m de afastamento entre a fonte e o primeiro geofone, porém ainda não justificando recomendar a realização de um levantamento de campo visando identificar regiões fraturadas com base nesse método. Para a aplicabilidade do método, o estudo das ondas S, segundo os resultados do programa Anray forneceriam maior sensibilidade, porém em uma janela pequena de afastamentos perto do ângulo crítico (figura 5.2). Como recomendação para um levantamento de campo, seria adequado em situações onde o contraste das propriedades físicas na interface do topo da camada fraturada fosse baixo.

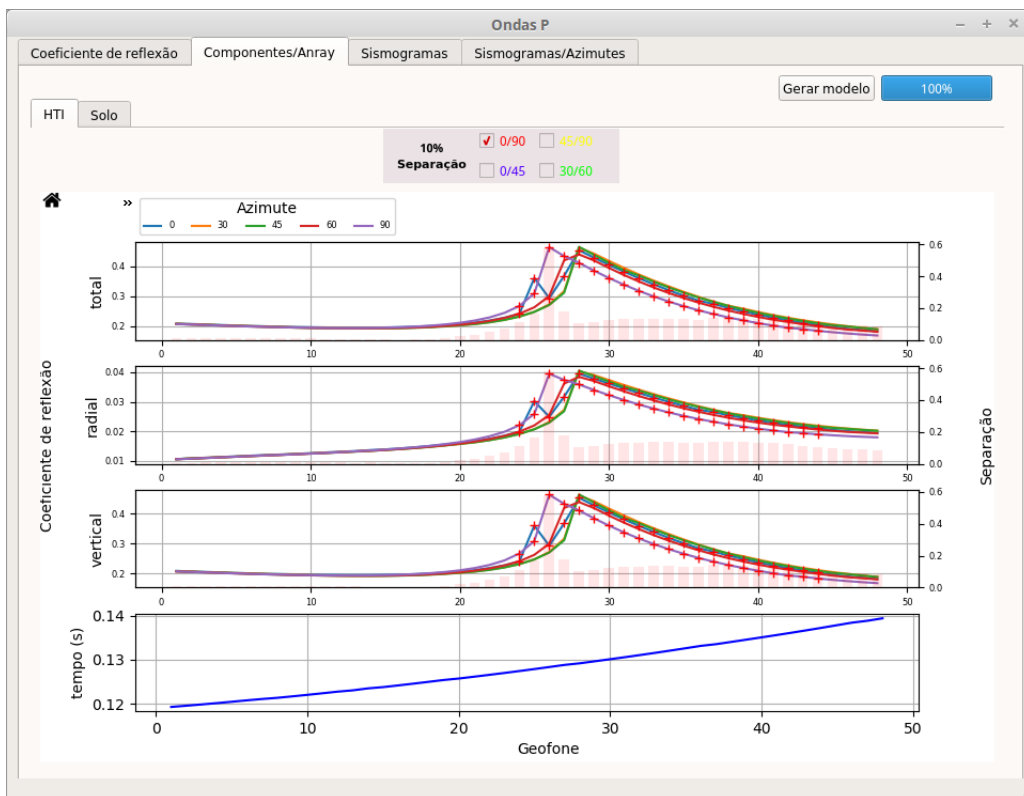


Figura 5.1: Resultado do ANRAY para onda P e maior afastamento

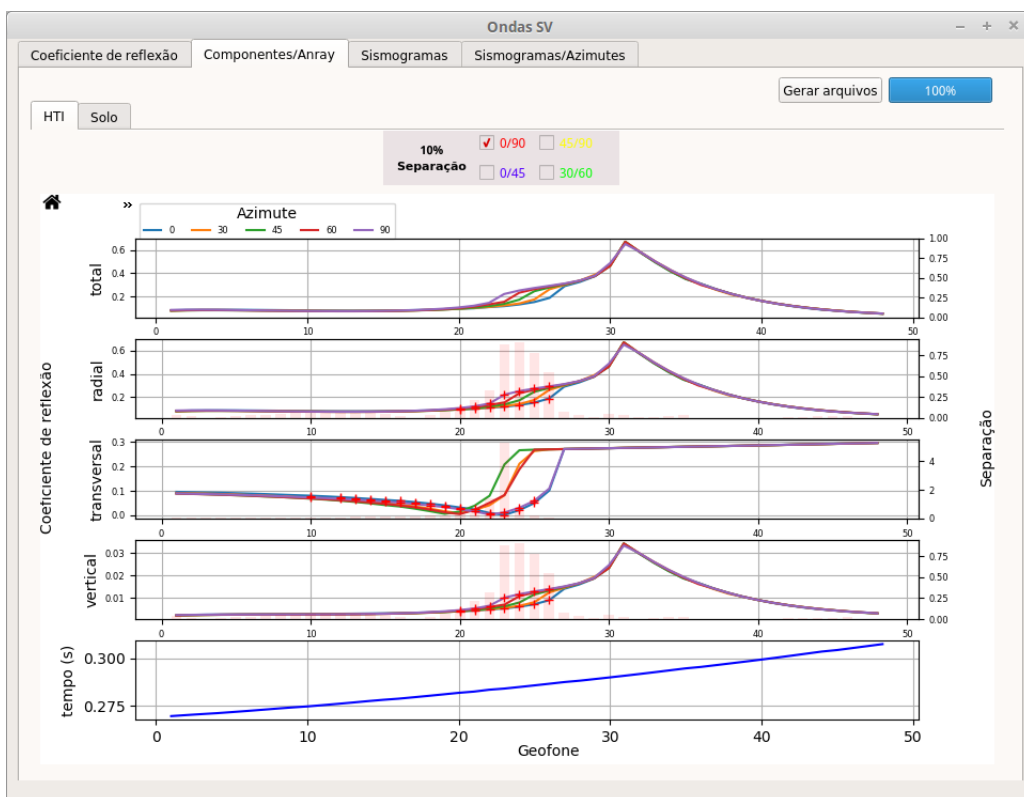


Figura 5.2: Resultado do ANRAY para onda SV e maior afastamento

Referências Bibliográficas

Chen, H., Yin, X., Qu, S., & Zhang, G., 2014. Avaz inversion for fracture weakness parameters based on the rock physics model. *J.Geophys.Eng.*, 11, 065007.

Crampin, S., McGonigle, R., & Bamford, D., 1980. Estimating crack parameters from observations of p-wave velocity anisotropy. *Geophys.*, 45, 345–360.

Cui, X., 2017. Seismic Forward Modeling of Fractures and Fractured Media Inversion, Tese de Phd, University of Calgary, Alberta, Canadá.

Hudson, J., 1980. Overall properties of a cracked solid, in *Mathematical Proceedings of the Cambridge Philosophical Society*, pp. 371–384, Cambridge University Press.

Couto Jr, M. A., 2015. Caracterização hidrogeoeletrica na região de termas de ibirá, bacia do paraná, por meio de inversão conjunta 1d de sondagens tдем/sevs, Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, São Paulo.

Leary, P. C., Crampin, S., & McEvilly, T. V., 1990. Seismic fracture anisotropy in the earth's crust: An overview. *J. Geophys. Res. Solid Earth*95, B7, 11105–11114.

Liu, E., & Martinez, A., 2012. Seismic fracture characterization: Concepts and practical applications. EAGE Publications, The Netherlands.

Nelson, R., 2001. Geologic analysis of naturally fractured reservoirs, 2a. Edição, Gulf Professional Publishing, Houston, TX.

Psencik, I., Gajewski, D., 1998. Anray package, version 4.10., Report, Dept. Geophys.

Ruiz, D.M.G., 2014. Ensaios de sísmica rasa multicomponente em Termas de Ibirá – SP, Trabalho de Graduação, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo.

- Ruger, A., 1997. P-wave reflection coefficients for transversely isotropic models with vertical and horizontal axis of symmetry. *Geophys.*, 62, 713–722.
- Ruger, A., 1998. Variation of p-wave reflectivity with offset and azimuth in anisotropic media. *Geophys.*, 63, 935–947.
- Ruger, A., 2002. Reflection coefficients and azimuthal AVO analysis in anisotropic media. Society of Exploration Geophysicists, Geophysical monograph series, no. 10.
- Schoenberg, M., 1980. Elastic wave behavior across linear slip interfaces. *The J. Acoust. Soc. Am.*, 68, 1516–1521.
- Schoenberg, M., & Douma, 1988. J. Elastic wave propagation in media with parallel fractures and aligned cracks. *Geophys. Prospect.*, 36, 571–590.
- Silva, S. d. C., 2008. Caracterização de reservatórios fraturados através de dados de ondas qp em levantamentos vsp walkaway. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Pará, Belém.
- Thomsen, L., 1986. Weak elastic anisotropy. *Geophys.*, 51, 1954–1966.