

# 5º CONGRESSO BRASILEIRO DE PESQUISA E DESENVOLVIMENTO EM PETRÓLEO E GÁS



## TÍTULO DO TRABALHO:

Coeficientes de reflexão e transmissão em meios anisotrópicos

## AUTORES:

Luís Fernando Katsuda Ito Cypriano<sup>1</sup>

## INSTITUIÇÃO:

Universidade Estadual de Campinas

*Este Trabalho foi preparado para apresentação no 5º Congresso Brasileiro de Pesquisa e Desenvolvimento em Petróleo e Gás- 5º PDPETRO, realizado pela a Associação Brasileira de P&D em Petróleo e Gás-ABPG, no período de 15 a 22 de outubro de 2009, em Fortaleza-CE. Esse Trabalho foi selecionado pelo Comitê Científico do evento para apresentação, seguindo as informações contidas no documento submetido pelo(s) autor(es). O conteúdo do Trabalho, como apresentado, não foi revisado pela ABPG. Os organizadores não irão traduzir ou corrigir os textos recebidos. O material conforme, apresentado, não necessariamente reflete as opiniões da Associação Brasileira de P&D em Petróleo e Gás. O(s) autor(es) tem conhecimento e aprovação de que este Trabalho seja publicado nos Anais do 5ºPDPETRO.*

## COEFICIENTES DE REFLEXÃO E TRANSMISSÃO EM MEIOS ANISOTRÓPICOS

### Abstract

Many methods of imaging subsurface applied to exploration of hydrocarbons assume isotropic media, in which seismic waves propagate. The assumption of isotropic media states that the seismic wave's velocities don't depend on the direction of propagation. However, in many geological structures the seismic velocities depends on the directions of propagation. The media, in which the wave's velocities are dependent of the direction of propagation, are the anisotropic media. There are many causes of anisotropy in seismic context, e.g. preferred lattice orientation of sedimentary rocks, system of cracks and thin layering. Anisotropy of media can have different symmetries, the isotropic case being the highest symmetry. The most common symmetries used in seismic context are the isotropy (ISO), transverse isotropy (TI) and the orthorhombic (ORT) symmetry.

When a seismic wave impinges at an interface between two media, it generates reflected and transmitted waves. The ratio between the amplitudes of displacement vectors of the incident and the generated waves are the displacement reflection/transmission (R/T) coefficients. The R/T coefficients can be expressed by explicit formulas in cases of higher symmetries, e.g. isotropy. Otherwise they are obtained numerically from a system of inhomogeneous linear algebraic equations derived from the boundary conditions in the interface.

We developed a code to calculate the R/T coefficients for the interfaces between two general anisotropic media. The symmetries used for the synthetic tests are ISO, ORT and two special cases of TI: transverse isotropy with vertical axis of symmetry (VTI) and horizontal axis of symmetry (HTI).

### Introdução

A maioria dos métodos de imageamento de subsuperfície aplicados em projetos E&P assume o meio elástico isotrópico (ISO). Os meios isotrópicos, em contrapartida aos modelos anisotrópicos, são aqueles cujas velocidades das ondas sísmicas não dependem da direção de propagação da onda sísmica. Entretanto muitas rochas obtidas de testemunhos apresentam anisotropia. Medições de rochas sedimentares em laboratório apresentam diferenças de até 12% nas velocidades das ondas sísmicas dependendo da direção de propagação (Valcke, et al. 2006). Mesmo quando ondas sísmicas se propagam em sequência de leitos ou camadas (isotrópicas ou não) menores que o comprimento de onda, seu comportamento é como o anisotrópico (Backus 1962). Sistemas de gretas e fraturas também são responsáveis por gerar anisotropia (Hudson 1981) e (Worthington 2008). Logo é natural que estudos dos meios anisotrópicos sejam feitos com o intuito de aumentar a precisão do imageamento sísmico.

As anisotropias são classificadas de acordo com as simetrias em que podem se apresentar. As simetrias mais comuns em exploração de hidrocarbonetos são as simetrias transversalmente isotrópicas (TI) e ortorrômbicas (ORT). Os meios TI são descritos por um eixo de simetria; mesmos resultados são obtidos para qualquer rotação em torno deste eixo. São atribuídas as classificações de simetria transversalmente isotrópica com eixo vertical (VTI) e horizontal (HTI) para os casos especiais onde o eixo de simetria é, respectivamente, vertical ou horizontal. Meios ORT possuem três planos de simetria perpendiculares entre si.

Análise das amplitudes sísmicas teve seu início na década de 70, quando bright spots em sessões empilhadas eram utilizadas para determinação de reservatórios de gás e a teoria básica era desenvolvida. Logo se constatou a importância da variação de tempo e amplitude com a posição dos receptores sísmicos (offset) para diagnosticar anomalias de fluídos. Atualmente as análises de

amplitudes, e.g amplitude-versus-offset (AVO), são de grande importância para a caracterização de reservatórios. Entre as várias propriedades que influenciam a amplitude das ondas sísmicas, tais como espalhamento geométrico e atenuações, os coeficientes de reflexão (R) e transmissão (T) possuem grande importância. Os coeficientes R/T são fundamentais para as modelagens e análises de amplitudes para caracterização das rochas.

Quando uma onda impinge uma interface são geradas ondas refletidas e transmitidas. As razões entre as amplitudes de deslocamento das ondas geradas em relação à amplitude da onda incidente são os coeficientes R/T de deslocamento. Fórmulas explícitas podem ser obtidas para os coeficientes R/T somente em casos de meios com alto grau de simetria, entretanto geralmente são necessários métodos numéricos para a solução dos coeficientes R/T em meios anisotrópicos.

Os índices subscritos  $i, j, k, l, m...$  assumem valores para 1,2 e 3, enquanto que o índice sobrescrito  $N$  assume valores 1,2,3,...6;  $N = 1, 2$  e  $3$  referem-se aos três tipos de ondas refletidas possíveis e  $N = 4, 5$  e  $6$  referem-se aos três tipos de ondas transmitidas. Convenção da somatória de Einstein sobre índices repetidos é adotada. Os procedimentos para a obtenção dos coeficientes R/T de deslocamento são baseados em (Gajewski e Pšenčík 1987).

## Metodologia

O modelo consiste em dois meios elásticos homogêneos separados por uma interface plana e horizontal  $\Sigma$ . Escolhemos a origem dos eixos das coordenadas cartesianas em qualquer ponto da interface plana. A onda incidente propaga do primeiro meio (meio 1) em direção ao segundo meio (meio 2). Os meios são descritos pelos parâmetros elásticos normalizados pela densidade:

$$a_{ijkl} = c_{ijkl}/\rho, \quad (1)$$

$c_{ijkl}$  são os elementos do tensor dos módulos elásticos de quarta ordem e  $\rho$  é a densidade do meio.

Devido as simetrias do tensor elástico perante os índices  $i \leftrightarrow j, k \leftrightarrow l$  e  $ij \leftrightarrow kl$ , os 81 parâmetros  $a_{ijkl}$  são reduzidos a 21 parâmetros independentes. Os meios descritos pelos 21 parâmetros independentes são chamados de meios triclinicos, entretanto os consideramos como exceção em contexto da sísmica. As simetrias mais comuns utilizadas são as ortorrômbicas (ORT), descritas por 9 parâmetros independentes; as transversalmente isotrópicas (TI), descritas por 5 parâmetros independentes; e a isotrópica (ISO), descrita por 2 parâmetros independentes. Os demais parâmetros são combinações dos parâmetros independentes ou zeros, estas combinações dependem da orientação das simetrias em respeito às coordenadas cartesianas.

Na interface plana, os vetores de deslocamento e tração das ondas devem satisfazer as condições de contorno. Tais condições dependem do tipo de meio e contato existente entre os meios. Consideramos o apenas meios elásticos em contato soldado. Isto previne criação de cavidades, difusão de material entre um lado e outro da interface e deslizamento ao longo da interface. Estas condições exigem a continuidade dos vetores de deslocamento e tração através da interface.

Consideramos as ondas incidentes e geradas como ondas planas

$$u_i(x_m, t) = A g_i F(t - p_k x_k), \quad (2)$$

onde  $\mathbf{u}$  é o vetor de deslocamento da partícula do meio,  $A$  é a amplitude do deslocamento,  $\mathbf{g}$  é o vetor unitário de polarização,  $F$  é o sinal analítico e  $\mathbf{p}$  é o vetor de vagarosidade da onda.

Para uma dada direção de propagação, especificado pelo vetor unitário, que define a direção do vetor de vagarosidade  $\mathbf{p}$ , há três tipos de ondas planas possíveis. Cada tipo de onda é associado a uma das três velocidades de fase e dos vetores de polarização possíveis.

Devemos considerar a equivalência entre o sinal analítico das ondas geradas em relação à onda incidente em qualquer tempo e ponto na interface plana  $\Sigma$ . Essa equivalência gera as equações (3)-(7).

A condição de continuidade do vetor de deslocamento entre as ondas geradas e a onda incidente é dada por:

$$\begin{aligned} u_i^{(I)}(x_m, t) + u_i^{(1)}(x_m, t) + u_i^{(2)}(x_m, t) + u_i^{(3)}(x_m, t) \\ = u_i^{(4)}(x_m, t) + u_i^{(5)}(x_m, t) + u_i^{(6)}(x_m, t), \quad x_m \in \Sigma. \end{aligned} \quad (3)$$

onde o índice  $I$  é utilizado para discriminar a onda incidente.

Substituindo (2) na equação (3) e considerando a equivalência do sinal analítico das ondas geradas e da onda incidente, obtemos da condição de continuidade do deslocamento na interface:

$$-A^{(1)}g_i^{(1)} - A^{(2)}g_i^{(2)} - A^{(3)}g_i^{(3)} + A^{(4)}g_i^{(4)} + A^{(4)}g_i^{(4)} + A^{(4)}g_i^{(4)} = A^{(I)}g_i^{(I)}. \quad (4)$$

A expressão para o vetor de tração é dado por:

$$T_i = \tau_{ij}n_j = \rho a_{ijkl}n_j u_{k,l} = \rho a_{ijkl}n_j A g_k p_l F^{(t-p_m x_m)}, \quad (5)$$

onde  $\mathbf{n}$  é o vetor unitário normal à interface plana  $\Sigma$  e por convenção aponta para o meio 1.

Assumindo a equivalência do sinal analítico e sua derivada, obtemos da condição de continuidade do vetor de tração:

$$-A^{(1)}X_i^{(1)} - A^{(2)}X_i^{(2)} - A^{(3)}X_i^{(3)} + A^{(4)}X_i^{(4)} + A^{(5)}X_i^{(5)} + A^{(6)}X_i^{(6)} = A^{(I)}X_i^{(I)}, \quad (6)$$

onde

$$X_i = \rho a_{ijkl}n_j g_k p_l. \quad (7)$$

Da equivalência do argumento do sinal analítico, nós recebemos a equivalência das projeções tangenciais a interface plana dos vetores de vagarosidade:

$$p_i^{(I)} - (p_k^{(I)}n_k)n_i = p_i^{(N)} - (p_k^{(N)}n_k)n_i = b_i, \quad N = 1, 2, \dots, 6 \quad (8)$$

onde  $\mathbf{b}$  é a componente do vetor de vagarosidade tangencial à interface plana  $\Sigma$ , e é igual para as ondas geradas e incidente. O vetor de vagarosidade pode ser expresso em termos de sua componente normal  $\xi$  e tangencial à interface plana  $\Sigma$ :

$$p_i = b_i + \xi n_i \quad (9)$$

Substituindo (9) na equação da superfície de vagarosidade:

$$\det(a_{ijkl}p_l p_j - \delta_{ik}) = 0, \quad (10)$$

onde  $\delta_{ik}$  é o delta de Kronecker, obtemos um polinômio de sexta ordem para  $\xi$ .

A equação (10) possui 6 soluções para cada meio; se complexos em pares conjugados, entretanto somente 3 soluções possuem significado físico. As soluções reais aceitáveis são aquelas cujos fluxos de energia (paralelos aos vetores de velocidade de grupo  $\mathbf{v}^{(g)}$ ) apontam para os meios cujas ondas geradas se propagam (refletidas para o primeiro meio e transmitidas para o segundo). Logo as condições para o meio 1 devem obedecer

$$n_i v_i^{(g)} = n_i a_{ijkl}^{(1)} p_l g_j g_k \geq 0, \quad (11)$$

e as soluções aceitáveis para o meio 2 devem obedecer

$$n_i v_i^{(g)} = n_i a_{ijkl}^{(2)} p_l g_j g_k \leq 0. \quad (12)$$

As soluções imaginárias devem obedecer à condição de radiação para ondas não homogêneas

$$\text{Im}(\xi) n_k x_k > 0. \quad (13)$$

Os coeficientes R/T são obtidos da solução do sistema de seis equações lineares não-homogêneas, obtidas das condições de contorno (4) e (6), cujas incógnitas são  $A^{(N)}$ :

$$\begin{aligned} -A^{(1)} g_i^{(1)} - A^{(2)} g_i^{(2)} - A^{(3)} g_i^{(3)} + A^{(4)} g_i^{(4)} + A^{(4)} g_i^{(4)} + A^{(4)} g_i^{(4)} &= A^{(I)} g_i^{(I)}, \\ -A^{(1)} X_i^{(1)} - A^{(2)} X_i^{(2)} - A^{(3)} X_i^{(3)} + A^{(4)} X_i^{(4)} + A^{(5)} X_i^{(5)} + A^{(6)} X_i^{(6)} &= A^{(I)} X_i^{(I)}. \end{aligned} \quad (14)$$

Os coeficientes R/T são complexos e dados pelas razões das amplitudes das ondas geradas em relação a onda incidente

$$R_{IN} = A^{(N)} / A^{(I)}, \quad N = 1, 2, \dots, 6. \quad (15)$$

Consideramos o módulo  $|R_{IN}|$  e fase  $\phi$ :

$$|R_{IN}| = \sqrt{(Re(R_{IN}) + Im(R_{IN}))(Re(R_{IN}) - Im(R_{IN}))}. \quad (16)$$

$$\phi_{IN} = \arctan(Im(R_{IN})/Re(R_{IN})). \quad (17)$$

## Resultados e Discussão

Nos resultados apresentados a seguir os índices  $I$  (e  $N$ ) são substituídos por  $P$ , indicando o caso de incidência de uma onda P (e reflexão de onda P). Os modelos sintéticos apresentados nesta seção consistem em combinações entre meios ISO, HTI, VTI e ORT. AS combinações são: ISO<sub>1</sub>/ISO<sub>2</sub>, VTI<sub>3</sub>/ISO<sub>2</sub>, ISO<sub>1</sub>/HTI<sub>3</sub>, HTI<sub>3</sub>/HTI<sub>3</sub><sup>ROT</sup> e ORT<sub>1</sub>/ISO<sub>2</sub>.

Dois meios ISO são utilizados, ISO<sub>1</sub> e ISO<sub>2</sub>. Os parâmetros elásticos normalizados pela densidade de ISO<sub>1</sub> são  $a_{1111}=10.23$  e  $a_{1212}=3.41$  km<sup>2</sup>/s<sup>2</sup>, a densidade  $\rho=2.5$  g/cm<sup>3</sup>. Os parâmetros de ISO<sub>2</sub> são  $a_{1111}=20.25$  e  $a_{1212}=6.75$  km<sup>2</sup>/s<sup>2</sup> e a densidade  $\rho=2.8$  g/cm<sup>3</sup>.

Os parâmetros do meio HTI<sub>3</sub> são baseados em (Shearer e Chapman 1989), e representam um meio contendo um sistema de gretas verticais alinhadas. O eixo de simetria deste meio é paralelo ao eixo  $x_1$  do sistema de coordenadas cartesianas. Os parâmetros elásticos independentes são  $a_{1111}=11.91$ ,  $a_{2222}=19.11$ ,  $a_{1212}=5.10$ ,  $a_{2323}=6.38$  e  $a_{1122}=4.40$

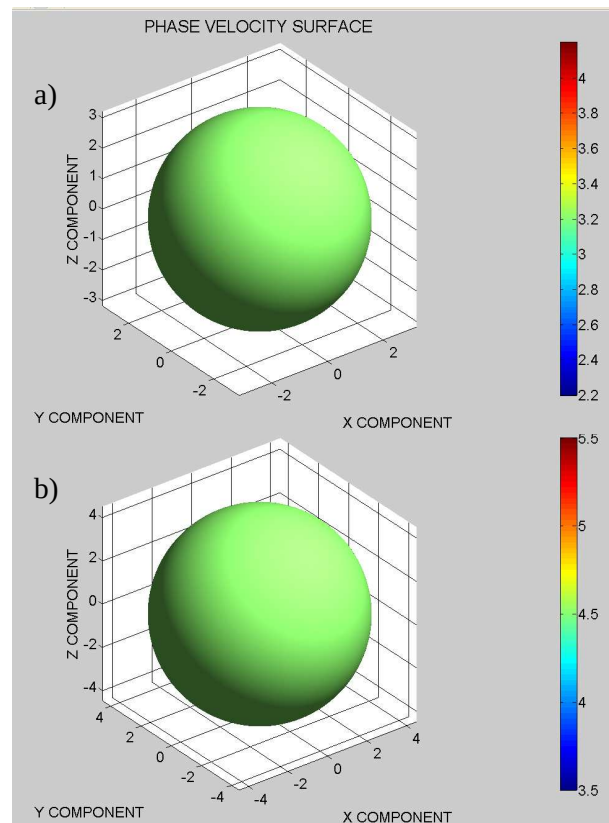


Figura 1: Superfícies de velocidade de fase de onda P para os meios: a) ISO<sub>1</sub>, b) ISO<sub>2</sub>.

$\text{km}^2/\text{s}^2$ , a densidade é  $\rho=2.8 \text{ g/cm}^3$ .

O meio  $\text{VTI}_3$  é obtido da rotação de  $90^\circ$  do eixo de simetria de  $\text{HTI}_3$  em torno do eixo  $x_2$ . Os parâmetros elásticos independentes são  $a_{1111}=19.11$ ,  $a_{3333}=11.91$ ,  $a_{2323}=5.10$ ,  $a_{1122}=6.35$  e  $a_{1133}=4.40 \text{ km}^2/\text{s}^2$ , a densidade é  $\rho=2.8 \text{ g/cm}^3$ .

O meio  $\text{HTI}_3^{\text{ROT}}$  é obtido da rotação de  $90^\circ$  do meio  $\text{HTI}_3$  em torno do eixo  $x_3$ , logo possui o eixo de simetria em  $x_2$ .

O meio  $\text{ORT}_1$  é baseado de (Iversen e Pšenčík 2007) e (Iversen e Pšenčík 2008). Os planos de simetria deste meio são em  $x_1=0$ ,  $x_2=0$  e  $x_3=0$ . Dados:  $a_{1111}=9.00$ ,  $a_{1122}=3.60$ ,  $a_{1133}=2.25$ ,  $a_{2222}=9.84$ ,  $a_{2233}=2.40$ ,  $a_{3333}=5.94$ ,  $a_{2323}=2.00$ ,  $a_{1313}=1.60$  e  $a_{1616}=2.18 \text{ km}^2/\text{s}^2$ ;  $\rho=2.5 \text{ g/cm}^3$ .

As influências das anisotropias nas velocidades de fase são observadas na figura 2. A barra de cores é utilizada para enfatizar a velocidade para uma dada direção. Nos casos ISO, as velocidades de fase não dependem da direção de propagação. No caso  $\text{HTI}_3$  é possível observar a redução da velocidade de fase direção  $x_1$ , enquanto no meio  $\text{VTI}_3$  a redução é no eixo vertical  $x_3$ , logo as velocidades não depende do azimuth. Para o meio  $\text{HTI}_3^{\text{ROT}}$  a superfície de velocidade de fase é idêntica ao meio  $\text{HTI}_3$ , porém com o eixo de redução da velocidade em  $x_2$ . As diferenças das velocidades mínimas e máximas em relação à velocidade média, para um dado tipo de onda, podem ser utilizadas para caracterizar o grau de anisotropia. As diferenças, em relação a ondas P, são de 19 por cento, para os modelos TI; e 25 por cento, para os meios ORT.

As figuras a seguir são em coordenadas cilíndricas dos módulos  $|R_{PP}|$  e as fases  $\phi_{PP}$  contra os valores de inclinação (0-90°) e azimuth (0-360°) de incidência. Resultados após o ângulo crítico de reflexão de onda P não são considerados nos gráficos, logo ondas evanescentes não são estudadas.

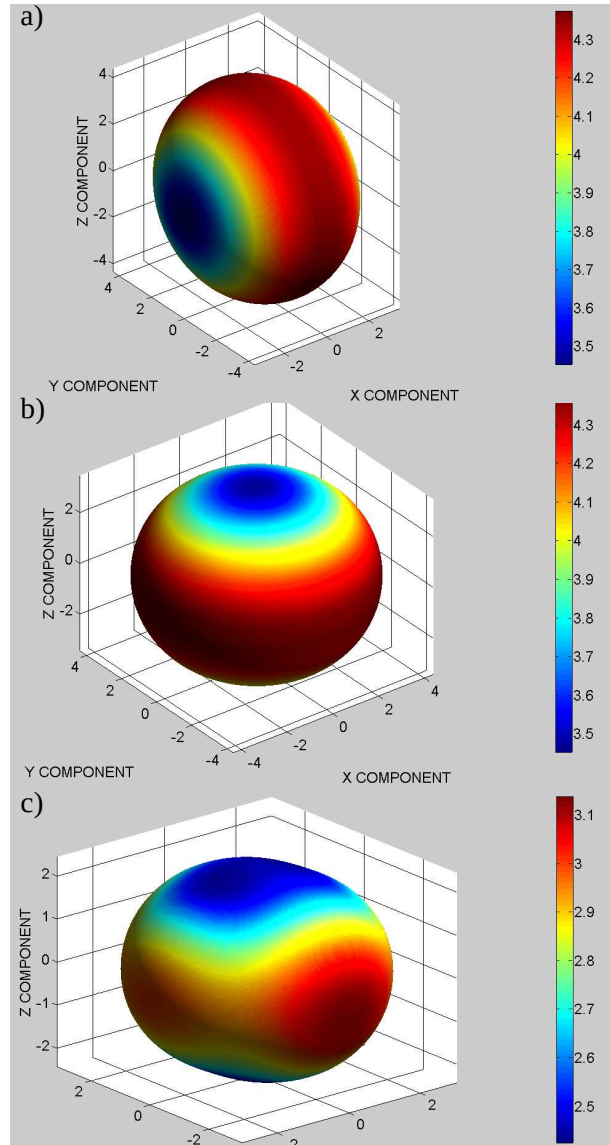


Figura 2: Superfícies de velocidade de fase de onda P para os meios: a)  $\text{HTI}_3$ , b)  $\text{VTI}_3$  c)  $\text{ORT}_1$

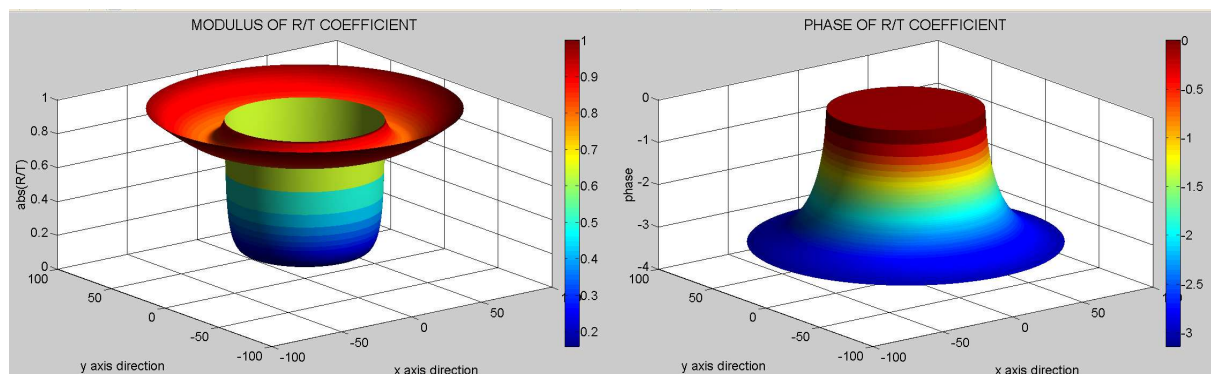


Figura 3: Gráficos do modulo do coeficiente de reflexão  $|R_{PP}|$  e da fase  $\phi_{PP}$  para  $\text{ISO}_1/\text{ISO}_2$ .



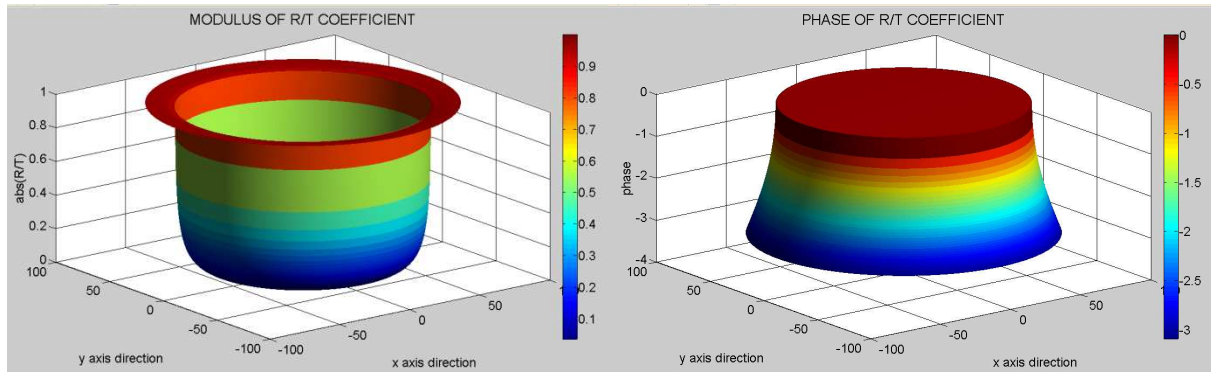


Figura 4: Gráficos do modulo do coeficiente de reflexão  $|R_{PP}|$  e da fase  $\phi_{PP}$  para  $VTI_3/ISO_2$ .

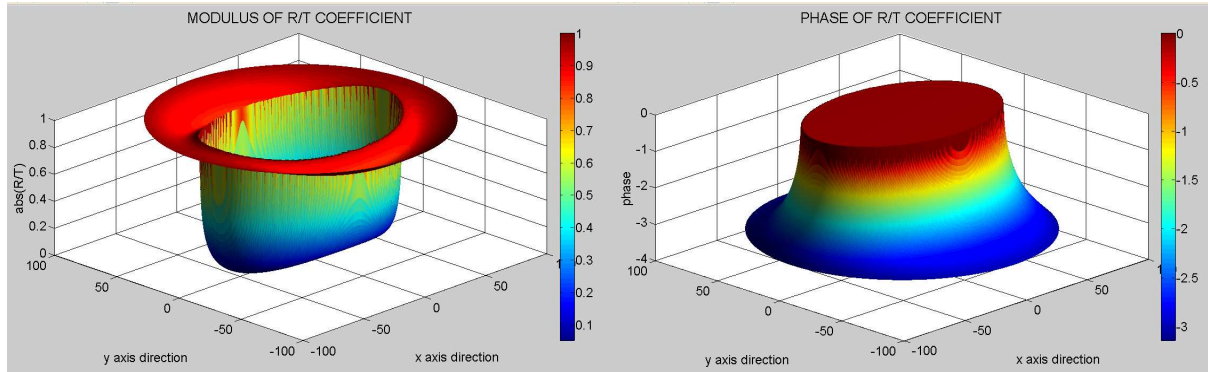


Figura 5: Gráficos do modulo do coeficiente de reflexão  $|R_{PP}|$  e da fase  $\phi_{PP}$  para  $ISO_1/HTI_3$ .

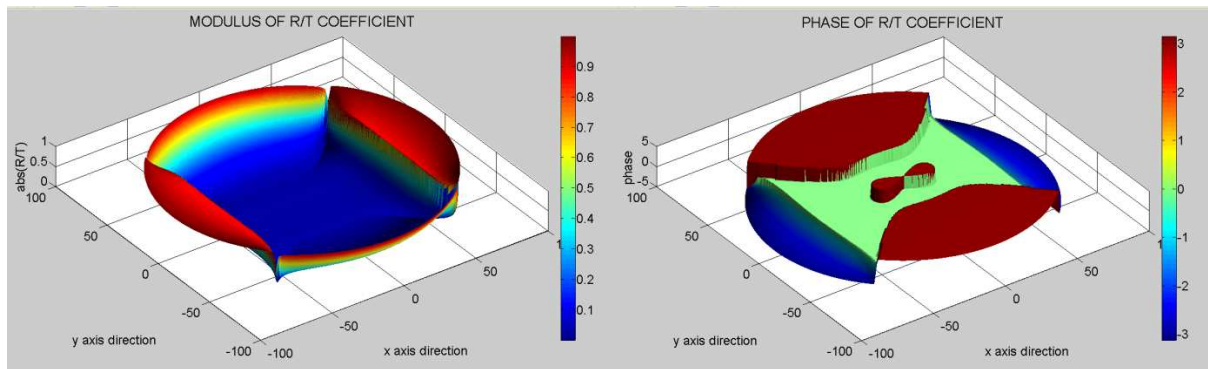


Figura 6: Gráficos do modulo do coeficiente de reflexão  $|R_{PP}|$  e da fase  $\phi_{PP}$  para  $HTI_3/HTI_3^{ROT}$ .

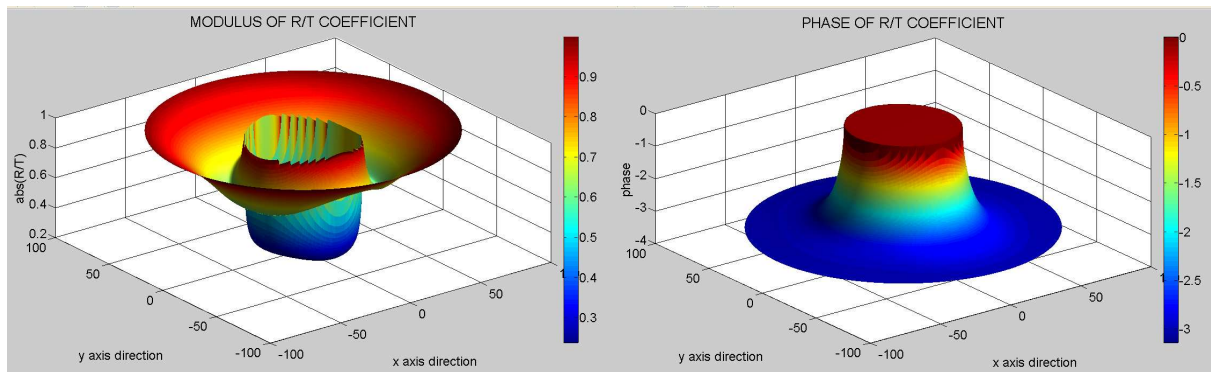


Figura 7: Gráficos do modulo do coeficiente de reflexão  $|R_{PP}|$  e da fase  $\phi_{PP}$  para  $ORT_1/ISO_2$ .

Nos gráficos de fase as regiões de fase  $\phi_{PP} = 0$  indicam os coeficientes  $R_{PP}$  puramente reais e positivos; e regiões cujas fases são  $\phi_{PP} = \pi$  indicam coeficientes  $R_{PP}$  puramente reais e negativos. Quando os coeficientes  $R_{PP}$  tornam-se complexos ocorrem mudanças na fase. Para os exemplos apresentados, onde  $R_{PP}$  é complexo, a parte imaginária  $Im(R_{PP}) < 0$ , o que implica em  $\phi_{PP} < 0$ ; os valores da parte  $Re(R_{PP}) < 0$  implicam em  $-\pi < \phi_{PP} < \pi/2$ ; valores de  $Re(R_{PP}) > 0 \rightarrow -\pi/2 < \phi_{PP} \leq 0$ ;

e  $Re(R_{pp}) = 0 \rightarrow \phi_{pp} = \pi/2$ . Forte contribuição da parte imaginária para os valores de  $|R_{pp}|$  é observada nas regiões em que ocorrem as mudanças das fases  $\phi_{pp}$ .

Os coeficientes de reflexão  $ISO_1/ISO_2$  são independentes do azimuth; seu comportamento é observado na figura 3.

A figura 4 é o resultado obtido para modelo feito da substituição do meio  $ISO_1$  pelo meio  $VTI_3$ . Neste caso observamos que os coeficientes  $R_{pp}$  continuam independentes do azimuth; não há mudanças significativas no gráfico  $|R_{pp}|$  e  $\phi_{pp}$ . Tal comportamento, de similaridade entre substituições de meios ISO e VTI, justifica os diversos casos práticos nos quais anisotropias VTI são mascaradas como ISO.

Com a mudança do eixo de VTI para HTI podemos observar dependência dos coeficientes R/T em relação ao azimuth (figuras 5 e 6). As anisotropias influenciam os coeficientes R/T mesmo quando não são dos meios em que as reflexões ou transmissões ocorrem. Este comportamento é observado figura 5, onde o coeficiente  $R_{pp}$  é obtido para as ondas que se propagam no meio  $ISO_1$ , entretanto a presença de anisotropia do meio  $HTI_3$  é observada.

Na figura 5 observamos dois planos de simetrias em relação aos coeficientes  $R_{pp}$ : um plano de simetria paralelo e outro perpendicular ao eixo de simetria das velocidades (figura 2.a).

A influência de uma simetria ortorrômbica é observada na figura 6. Os coeficientes de reflexão também possuem dois planos de simetria para o caso ORT/ISO,

### Conclusões

O trabalho apresenta os resultados obtidos através de soluções numéricas do sistema de equações não homogêneas, provenientes das condições de contorno, para a obtenção dos coeficientes R/T deslocamento. Mesmo para o caso isotrópico, cuja solução pode ser obtida de fórmula explícita, os valores dos coeficientes R/T de deslocamento são obtidos numericamente e com resultados satisfatórios. É possível observar o comportamento da reflexão de transmissão de ondas P em diferentes testes sintéticos.

Coeficientes R/T ocorrem devido a descontinuidades entre dois meios, logo não podem ser analisados em termos de somente uma simetria, mas em termos das combinações entre diferentes pares de simetrias. Coeficientes R de combinações entre meios ISO e VTI possuem um eixo de simetria vertical, são invariantes perante os azimuths. Os coeficientes R de combinações entre meios HTI e ISSO, HTI e VTI ou ORT e ISO apresentam dois planos de simetria verticais perpendiculares entre si. Quando combinações de dois meios HTI, cujos eixos de simetria são perpendiculares entre si, os coeficientes R/T possuem dois planos de simetria como nos casos entre HTI e ISO ou HTI e VTI.

### Agradecimentos

Agradeço ao Dr. Ivan Pšenčík por todos os ensinamentos, companhia e auxílio em minha estadia na República Tcheca; ao Dr. Rodrigo de Souza Portugal, pela companhia, tutela e as oportunidades que me ofereceu durante estes anos em Campinas. Aos Drs. Sergio N. Bordalo e Antonio C. Bannwart por permitir que eu desenvolvesse este trabalho em Praga. À Sonia A. G. de Oliveira e Michelle C. Fulaneto pelo grande auxílio, mesmo a longas distâncias. Ao Dr. Miroslav Novotný e Lucia Fojtikova, quem tenho o prazer de dividir a sala durante os meus estudos. Jan Zedník



and Jitka Zedníková pelos auxílios no Instituto de Geofísica da Acad. de Ciência da Rep. Tcheca. Aos meus companheiros de discussões, especialmente durante almoços, Jan Michálek, Luděk Vecsey e Hana Karousová. Ao Renato P. Villar e à Geovanna L. P. da Silva, quem me ouviram falar incansavelmente sobre o meu programa para cálculo dos coeficientes R/T e pela grande companhia mesmo a grandes distâncias. Agradeço o apoio financeiro da Agência Nacional do Petróleo - ANP e da Financiadora de Estudos e Projetos - FINEP, através do Programa de Recursos Humanos da ANP para o Setor Petróleo e Gás Natural - PRH-ANP/MME/MCT.

### Referências Bibliográficas

BACKUS, G. E.. Long-wave elastic anisotropy produced by horizontal layering. *J. Geophys. Res.*, (67), (4427-4440). 1962.

GAJEWSKI, D.; PŠENČÍK, I.. Computation of high-Frequency seismic wavefields in 3-D laterally inhomogeneous anisotropic media. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, (91), (383-411). 1987.

HUDSON, J. A.. Wave speeds and attenuation of elastic waves in material containing cracks. (64), (133-150). 1981.

IVERSEN, E.; PŠENČÍK, I.. Ray tracing and inhomogeneous dynamic ray tracing for anisotropy specified in curvilinear coordinates. *Geophys. J. Int.*, (174), (316-330). 2008.

IVERSEN, E.; PŠENČÍK, I.. Ray tracing for continuously rotated local coordinates belonging to a specified anisotropy. *Stud. Geophys. Geod.*, (51), (37-58). 2007.

SHEARER, P. M.; CHAPMAN, C. H.. Ray tracing in azimuthally anisotropic media - I. Results for models of aligned cracks in upper crust. *Geophysical Journal*, (96), (51-64). 1989.

VALCKE, S. L. A.; CASEY, M.; LLOYD, G. E.; KENDALL, J. -M; FISHER, Q. J.. Lattice preferred orientation and seismic anisotropy in sedimentary rocks. *Geophys. J. Int.*, (166), 652-666. 2006.

WORTHINGTON, M. H. Interpreting seismic anisotropy in fractured reservoirs. *first break*, julho, (57-63). 2008.