



# 2º CONGRESSO BRASILEIRO DE P&D EM PETRÓLEO & GÁS

## MODELAGEM SÍSMICA EM MEIOS COMPLEXOS

Eldues Oliveira Martins<sup>1</sup>, Djalma M. Soares Filho<sup>2</sup>

<sup>1</sup> UFRJ/COPPE/LAMCE, Cidade Universitária, Centro de Tecnologia, I-214, Ilha do Fundão - Rio de Janeiro/RJ, 21949-900, eldues@lamce.ufrj.br

<sup>2</sup> PETROBRAS/CENPES, Cidade Universitária, Q7, Ilha do Fundão – Rio de Janeiro/RJ, 21949-900, djalma@cenpes.petrobras.com.br

**Resumo** – Este trabalho foi dividido em duas fases: 1ª nós realizamos simulações em um modelo terrestre realístico que tem a presença de uma espessa camada (~1Km) de folhelho acima de um depósito de gás, plano de falhas, interfaces verticais e relevo de topografia irregular. Nós estimamos a complexidade do campo de onda em um modelo com geologia típica sub-andina. Neste caso nós consideramos uma aplicação TVI. 2º nós simulamos um modelo marítimo que apresenta interfaces com alta impedância sísmica devido à presença de domo salino. Em ambas simulações nós comparamos sismogramas obtidos usando camadas isotrópicas e anisotrópicas. Estas comparações mostram como o uso de ferramentas tradicionais (ex: acústico e isotrópico) podem ser negligentes em áreas altamente complexas.

Palavras-Chave: modelagem sísmica; anisotropia transversa; diferenças finitas.

**Abstract** – This work was divided in two phases: 1<sup>st</sup> we perform simulations in a realistic onshore model that has the presence of a thick shale layer (~1Km) above of a gas deposit, faults plane, vertical interfaces and relief of irregular topography. We esteem the wave-field complexity in a model with typical geology sub-Andean. In this case we applied TIV scheme. 2<sup>nd</sup> we simulate an offshore model that presents interfaces with high seismic impedance due to the presence of salt domes. In both simulations we compare seismograms obtained using isotropic and anisotropic layers. These comparisons show as the use of traditional tools (i.e., acoustic and isotropic) can be negligent in highly complex areas.

Keywords: seismic modeling; anisotropy; finite difference.

## 1. Introdução

O contínuo e acelerado desenvolvimento dos métodos de aquisição, processamento e interpretação sísmica tem permitido um aumento da recuperação e produção das reservas petrolíferas. Na última década a exploração e caracterização de reservas em estruturas e estratigrafias complexas e em condições especiais como fraturamentos, tem sido intensificado, requisitando assim a necessidade de se desenvolver novas tecnologias capazes de se reconstruir modelos adequados de subsuperfície e de determinar propriedades específicas: orientação, densidade de fraturas, porosidade, permeabilidade, presença e saturação de fluidos, etc.

Neste trabalho foram desenvolvidos dois algoritmos para simulação da aquisição sísmica, baseado na solução da equação da onda pelo método das diferenças finitas, em meios isotrópicos e em meios com isotropia transversa vertical (TIV), para modelos geológicos complexos, terrestre e marítimo. No caso de abordagens terrestres generalizamos o algoritmo proposto por Zahradník e Priolo (1994), na qual os parâmetros que caracterizam os modelos, especificamente  $V_p$ ,  $V_s$ ,  $\rho$ ,  $\varepsilon$  e  $\delta$ , parâmetros de Thomsen (1986), são introduzidos através de integrações ao longo das linhas que conectam os pontos da malha. Foram utilizadas aproximações de 2ª ordem das derivadas parciais e uma combinação das condições de bordas de absorção propostas por Cerjan et al., (1985) com os operadores propostos por Emerman e Stephen (1982). No caso marítimo, introduzimos um método que generaliza o proposto por Levander (1988) visando modelagens em meios (TIV). Os campos de velocidades e tensões assim como os parâmetros do modelo são introduzidos na malha intercalada. Utilizamos as estratégias apresentadas em Cerjan et al e Clayton and Engquist (1977) para minimizar as reflexões das bordas que delimitam o modelo.

O método de diferenças finitas é um dos mais precisos para solução da equação da onda, pois não apresenta restrições quanto aos conteúdos de frequências, a distribuição que caracteriza o meio e não se baseia em soluções particulares, como por exemplo, os métodos assintóticos (Ray Tracing). O custo computacional em simulações de levantamentos sísmicos 2D é compatível com a capacidade oferecida por cluster de computadores pessoais. O processamento de dados de um levantamento sísmico pode levar 381 dias em uma *estação de trabalho* ou 5 dias em um *cluster de PCs* com aproximadamente com o mesmo custo.

Os programas desenvolvidos tem como entrada modelos sísmicos ( $V_p$ ,  $V_s$ ,  $\rho$ ,  $\varepsilon$  e  $\delta$ ) e o tipo de lamço a ser simulado. Não há restrições quanto à geometria de aquisição podendo ser superfície-superfície, superfície-poço, interpoços e etc, como output tem snapshots e sismogramas. A modelagem anisotrópica permite estimar quanto a não consideração dos efeitos promovidos em camadas acima da região de interesse podem inviabilizar interpretações precisas, comprometendo objetivos exploratórios e exploratórios.

## 2. Modelagem de Propagação de Onda em Modelo Terrestre Anisotrópico Heterogêneo

Para este esquema foi feita uma generalização de Zahradník e Priolo (1994) baseado no método de diferenças finitas que considera aproximações de derivada parcial de segunda ordem no espaço, no tempo e parâmetros de média geométrica ao longo da linha da malha. Este método foi modificado na ordem, para possibilitar uma otimização no modelo de meio anisotrópico com Isotropia Vertical Transversa (TVI). Esta primeira aproximação é especificamente designada para simulação sísmica de modelos com variações topográficas terrestres, e finas camadas de folhelhos sobre o objetivo (depósitos de hidrocarbonetos). Entretanto, este modelo é instável em casos onde existam contatos líquido-sólidos e não é recomendado para simulação de aquisição sísmica marítima. Nesta situação será melhor aplicar o método de malha intercalada, que será apresentado na seção a seguir.

### 2.1. Equação da Onda Discretizada

Sendo  $n-1, n$  e  $n+1$  os índices referentes respectivamente ao tempo passado, atual e futuro de valores de um dado ponto da malha. Denominando  $h$  e  $k$  de variações espacial e temporal, onde  $u(x,y,t)$  representa o campo de onda P e  $v(x,y,t)$  representa o campo de onda S, temos:

$$\begin{aligned}
 u_3(i, j) = & (C_{11}e(i, j)(u_2(i+1, j) - u_2(i, j)) - C_{11}e(i-1, j)(u_2(i, j) - u_2(i-1, j)) + 0.25(C_{13}e(i, j) \\
 & (v_2(i+1, j+1) + v_2(i, j+1) - v_2(i+1, j-1) - v_2(i, j-1)) - C_{13}e(i-1, j)(v_2(i, j+1) \\
 & + v_2(i-1, j+1) - v_2(i, j-1) - v_2(i-1, j-1))) + 0.25(C_{44}s(i, j)(v_2(i+1, j+1) + v_2(i+1, j) \\
 & - v_2(i-1, j+1) - v_2(i-1, j)) - C_{44}s(i, j-1)(v_2(i+1, j) + v_2(i+1, j-1) - v_2(i-1, j) \\
 & - v_2(i-1, j-1))) + C_{44}s(i, j)(u_2(i, j+1) - u_2(i, j) - C_{44}s(i, j-1)(u_2(i, j) - u_2(i, j-1))) \\
 & C(i, j) + 2u_2(i, j) - u_1(i, j)
 \end{aligned} \tag{1}$$

sendo:

$$C_{33}(i, j) = \alpha^2(i, j)\rho(i, j) \tag{2}$$

$$C_{44}(i, j) = \beta^2(i, j)\rho(i, j) \tag{3}$$

$$C_{11}(i, j) = (2\varepsilon(i, j) + 1)(\alpha^2(i, j)\rho(i, j)) \tag{4}$$

$$C_{13}(i, j) = \sqrt{\frac{((2\delta(i, j)(\alpha^2(i, j)\rho(i, j)))^2 + (\alpha^2(i, j)\rho(i, j) - \beta^2(i, j)\rho(i, j))(2\varepsilon(i, j) + 1))}{(\alpha^2(i, j)\rho(i, j)) + \alpha^2(i, j)\rho(i, j) - 2\beta^2(i, j)\rho(i, j))} / 2} \tag{5}$$

Com,

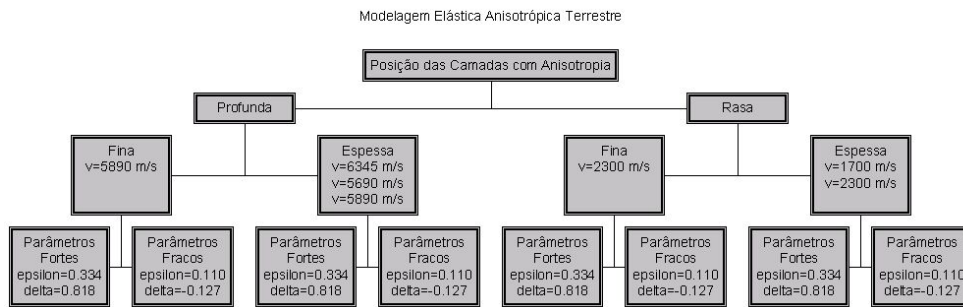
$\alpha$  = velocidade da onda compressional

$\beta$  = velocidade da onda cisalhante

$\delta, \varepsilon$  = parâmetros de anisotropia

$\rho$  = densidade do meio

Diagrama 1. Valores dos parâmetros anisotrópicos referentes às camadas modeladas e suas nomenclaturas



No Diagrama 1 temos os parâmetros do modelo da Figura 1, com os quais foram realizadas as modelagens numéricas com discretização pelo método de diferenças finitas, para simulações da propagação de onda de modelo terrestre em meio heterogêneo e elástico, com estudo de camadas com anisotropia dependente da posição destas: rasa ou profunda. Com relação ao tamanho da camada na qual foi imposta a anisotropia temos: espessa ou fina e com relação à condição das constantes anisotrópicas: fraca ou severa.

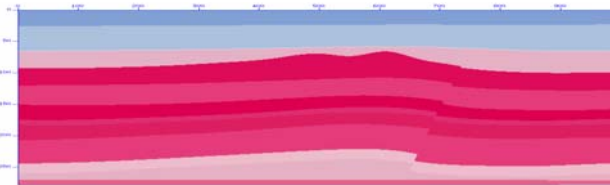


Figura 1. Modelo de velocidades da bacia sedimentar terrestre estudada

As Figuras 2 e 3 mostram respectivamente os sismogramas sintéticos da componente de velocidade vertical para o modelo de bacia sedimentar terrestre isotrópico e para um dos casos simulados com parâmetros de anisotropia severos em camada rasa espessa, ambos com frequência de 60 Hz.

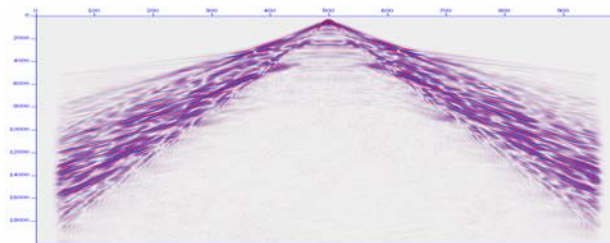


Figura 2. Sismograma sintético da componente de velocidade vertical utilizando considerações isotrópicas.

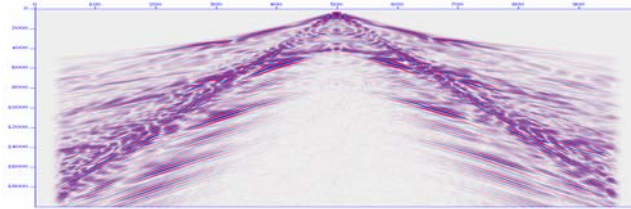


Figura 3. Sismograma sintético da componente de velocidade vertical com parâmetros anisotrópicos severos em camada rasa espessa.

Foram realizadas operações com os sismogramas com o objetivo de comparar as modelagens isotrópicas e anisotrópicas e o resultado da diferença dos sismogramas acima representado na Figura 3 para que se possa compreender melhor o quanto a não consideração da anisotropia pode desviar a interpretação.

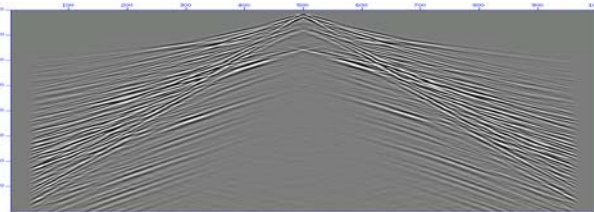


Figura 4. Representação da diferença entre os sismogramas sintéticos acima.

### 3. Modelagem de Propagação de Onda em Modelo Marítimo Anisotrópico Heterogêneo

O algoritmo utilizado para modelagem em interfaces líquido-líquido e líquido-sólido é uma modificação do primeiro (Seção 2) usando o modelo de diferenças finitas em malha intercalada de Levander (1988) que considera aproximação de quarta ordem para as derivadas parciais no espaço e de segunda ordem para as derivadas parciais no tempo. Implementando um sistema de equações de onda para meios TVI em termos das derivadas temporais, deslocamentos vertical e horizontal ( $V_z$  e  $V_x$ , respectivamente) e trações ( $T_{xx}$ ,  $T_{xz}$  e  $T_{zz}$ ) nós avaliamos  $V_x$  em  $(i,j)$ , de acordo com a Equação 6,  $V_z$  em  $(i+1/2, j+1/2)$ , de acordo com a Equação 7,  $T_{xx}$  em  $(i+1/2, j)$ ,  $T_{xz}$  em  $(i, j+1/2)$ ,  $T_{zz}$  em  $(i+1/2, j)$ . Este modelo é estável em casos que apresentam contatos líquidos - sólidos e, portanto, recomendado para simulação de aquisição sísmica marítima.

#### 3.1. Equação da Onda

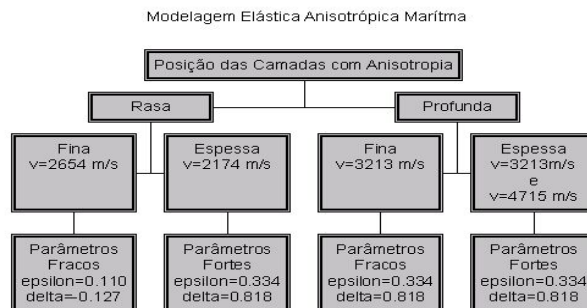
Foi usada a precisão de quarta ordem no espaço e de segunda ordem no tempo, para o modelo de diferenças finitas para propagação da onda SH e P-SV em meios heterogêneos 2D baseado na formulação de malha intercalada de Levander (1988).

Onde  $u(x,z,t)$  e  $w(x,z,t)$  representam valores do campo de onda em posições  $(i,j)$  na malha em um tempo  $n$ ,  $u_t$  e  $w_t$  são as velocidades da partícula,  $\tau_{ij}(x,z,t)$  são as tensões,  $\lambda$  e  $\mu$  são os parâmetros de Lamé, sendo  $\mu$  a rigidez, e  $\rho$  a densidade.

$$\rho \frac{\partial u_t}{\partial t} = \frac{\partial \tau_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z} \tag{6}$$

$$\rho \frac{\partial w_t}{\partial t} = \frac{\partial \tau_{zx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{zz}}{\partial z} \tag{7}$$

Diagrama 2. Valores dos parâmetros anisotrópicos referentes às camadas modeladas e suas nomenclaturas



No Diagrama 2 temos os parâmetros do modelo da Figura 5, com os quais foram realizadas as modelagens numéricas com discretização pelo método de diferenças finitas, para simulações da propagação de onda de modelo terrestre em meio heterogêneo e elástico, com estudo de camadas com anisotropia dependente da posição destas: rasa ou profunda. Com relação ao tamanho da camada na qual foi imposta a anisotropia temos: espessa ou fina e com relação à condição das constantes anisotrópicas: fraca ou severa.

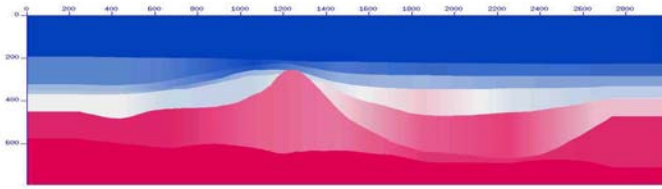


Figura 5. Modelo de velocidades da bacia sedimentar terrestre estudada.

As Figuras 6 e 7 mostram respectivamente sismogramas sintéticos da componente de velocidade vertical para o modelo de bacia sedimentar marítima isotrópico e para um dos casos simulados, com parâmetros de anisotropia severos em camada rasa e fina, ambos com frequência de 60 Hz.

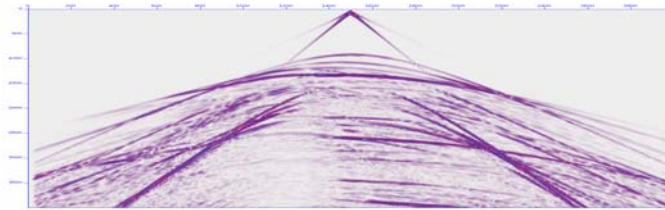


Figura 6. Sismograma sintético da componente de velocidade vertical utilizando considerações isotrópicas.

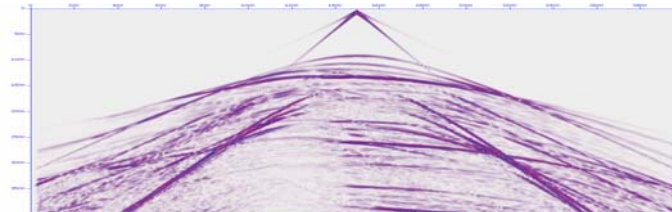


Figura 7. Sismograma sintético da componente de velocidade vertical com parâmetros anisotrópicos severos em camada rasa fina.

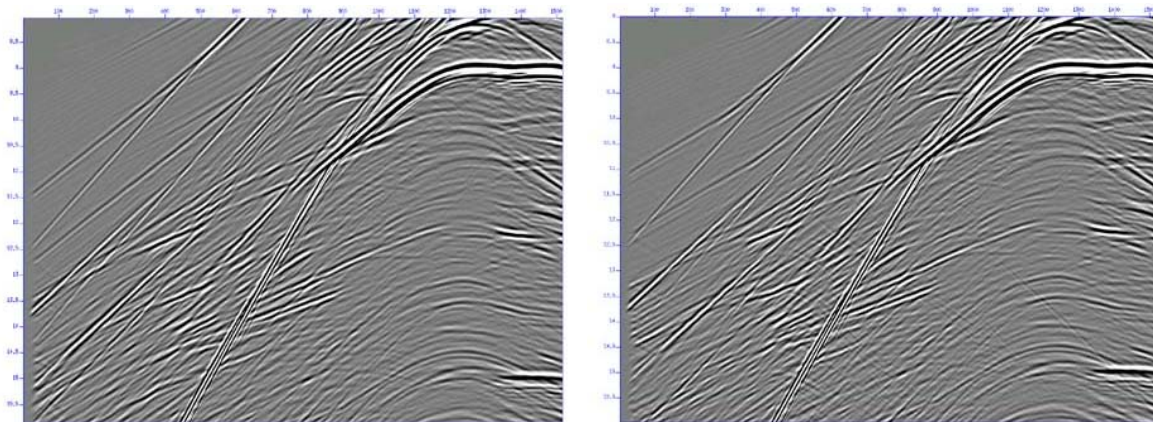


Figura 8. Acima estão sendo mostrados detalhes dos sismogramas sintéticos relativos as Figuras 6 e 7 para se analisar as variações que surgiram em decorrência da aplicação dos parâmetros anisotrópicos.

#### 4. Conclusões

1- O método de diferenças finitas é um dos mais precisos para solução da equação da onda, pois não apresenta restrições quanto aos conteúdos de frequências, a distribuição que caracteriza o meio e não se baseia em soluções particulares, como por exemplo os métodos assintóticos (*Ray Tracing*).

2- O custo computacional em simulações de levantamentos sísmicos 2D é compatível com a capacidade oferecida por cluster de computadores pessoais. O processamento de dados de um levantamento sísmico pode levar 381 dias em uma estação de trabalho ou 5 dias em um cluster de PCs com aproximadamente com o mesmo custo.

3- Os programas desenvolvidos têm como entrada modelos sísmicos ( $V_p$ ,  $V_s$ , epsilon e delta) e o tipo de lançamento a ser simulado. Não há restrições quanto à geometria de aquisição podendo ser superfície-superfície, superfície-poço, interpoços e etc, como output tem snapshots e sismogramas.

4- Modelagem anisotrópica permite estimar quanto a não consideração dos efeitos promovidos em camadas acima da região de interesse podem inviabilizar interpretações precisas, comprometendo objetivos exploratórios e exploratórios.

#### 5. Referências

- [1]ZAHRADNIK, J., PRIOLO, E. Heterogeneous formulations of elastodynamic equations and finite-difference schemes. Geophys, 1994.
- [2]THOMSEN, L. Weak elastic anisotropy. Geophysics, Tulsa, v.51, n.10, p.1954-1966, oct.1986.
- [3]CERJAN, C., KOSLOFF, D., KOSLOFF, R., RESHEF, M. A nonreflecting boundary condition for discrete acoustic and elastic wave equations. In: Numerical Modeling of Seismic Wave Propagation. Tulsa: Society of Exploration Geophysicists, 1990. p.444 - 447. (Geophysics Reprint Series, n.13).
- [4]ERMERMAN, S. H., STEPHEN, R. A. Comment on " Absorbing boundary conditions for acoustic and elastic wave equations," by R. Clayton and B. Engquist. In: \_\_\_. Tulsa: Society of Exploration Geophysicists, 1990. p.463 - 467. (Geophysics Reprint Series, n.13).
- [5]LEVANDER, A. R. Fourth-order finite-difference P-SV seismograms. In: \_\_\_. Tulsa: Society of Exploration Geophysicists, 1990. p.190 - 201. (Geophysics Reprint Series, n.13).
- [6]CLAYTON, R., ENGQUIST, B. Absorbing boundary conditions for acoustic and elastic wave equations. In: \_\_\_. Tulsa: Society of Exploration Geophysicists, 1990. p.448 - 459. (Geophysics Reprint Series, n.13).