UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
GRADUAÇÃO EM GEOFÍSICA

CAIO LEANDRO PERDIGÃO CASTRO

ESTIMATIVA DOS PARÂMETROS ANISOTRÓPICOS DE THOMSEN A PARTIR DE DADOS DE POÇO: APLICAÇÃO EM DADOS DO CAMPO DE NORNE-NORUEGA

BELÉM
2015

Dados Internacionais de Catalogação de Publicação (CIP)
Biblioteca do Instituto de Geociências/UFPA

Castro, Caio Leandro Perdigão 1989-
Estimativa dos parâmetros anisotrópicos de Thomsen a partir de dados de poço: aplicação em dados do campo de Norne-Noruega / Caio Leandro Perdigão Castro. – 2015.
71 f : il.; 30 cm

Inclui bibliografias
Orientador: José Jadsom Sampaio de Figueiredo

Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Faculdade de Geofísica, Belém, 2015.

1. Perfilagem geofísica de poços. 2. Anisotropia. 3. Elasticidade. I. Título.

CDD 22 ed.622.1828

CAIO LEANDRO PERDIGÃO CASTRO

ESTIMATIVA DOS PARÂMETROS ANISOTRÓPICOS DE THOMSEN A PARTIR DE DADOS DE POÇO: APLICAÇÃO EM DADOS DO CAMPO DE NORNE-NORUEGA

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado à Faculdade de Geofísica do instituto de geociências da Universidade Federal do Pará-UFPA, em cumprimento às exigências para obtenção de grau de bacharel em Geofísica

BELÉM
2015

CAIO LEANDRO PERDIGÃO CASTRO

ESTIMATIVA DOS PARÂMETROS ANISOTRÓPICOS DE THOMSEN A PARTIR DE DADOS DE POÇO: APLICAÇÃO EM DADOS DO CAMPO DE NORNE – NORUEGA

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado à Faculdade de Geofísica do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará, como requisito parcial à obtenção de grau de Bacharel em Geofísica.

Data da defesa: 18 de março de 2015.
Conceito: EXC
Banca Examinadora:

Prof. José Jadsom Sampaio de Figueiredo - Orientador
Doutor em Ciência e Engenharia de Petróleo
Universidade Estadual de Campinas

Prof João dos Santos Protázio - Membro
Doutor em Geofísica
Universidade Federal do Pará

Prof. Alberto Leandro de Melo - Membro
Mestre em Geofísica
Universidade Federal do Pará

AGRADECIMENTOS

A Deus por ter me dado saúde e força para superar as dificuldades.

Ao meu orientador, José Jadsom Sampaio de Figueiredo, pelo suporte, pelas suas correções e incentivos e, principalmente, pelos conselhos e ensinamentos transmitidos fora e dentro da sala de aula.

À professora Ellen de Nazaré Souza Gomes, pelas preocupações e conselhos durante a minha jornada.

A esta universidade, seu corpo docente, direção e administração pelo bom convívio, pelos ensinamentos e por abrir as portas para um futuro promissor.

À Universidade Norueguesa de Ciência e Tecnologia (Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet - NTNU), pelos dados fornecidos para a realização deste trabalho.

Ao PET, pela bolsa de estudos que me manteve no curso.

Aos meus pais e irmã, pelo amor, incentivo e apoio incondicional.

Aos amigos da turma de 2011 do curso de geofísica, por terem me ajudado a chegar até o fim do curso e pelos bons momentos em sala e durante as viagens de campo.

Aos amigos do curso de geofísica, que acreditaram e acreditam em mim e me deram muita força.

E a todos que direta ou indiretamente fizeram parte da minha formação, o meu muito obrigado.

"Tenho a impressão de ter sido uma criança brincando à beira-mar, divertindo-me em descobrir uma pedrinha mais lisa ou uma concha mais bonita que as outras, enquanto o imenso oceano da verdade continua misterioso diante de meus olhos".

(Isaac Newton)

RESUMO

Estimar as propriedades elásticas de rochas anisotrópicas na subsuperficie da Terra é uma tarefa com muitos desafios. O principal objetivo deste trabalho é estimar os parâmetros anisotrópicos de Thomsen a partir dos coeficientes de rigidez elástica utilizando dados de cinco poços do campo de Norne, localizado na Noruega e comparar os resultados desses parâmetros utilizando o método empírico de Li com a média de Backus. Além disso, a densidade de fraturas e razão de aspecto das fraturas ou fissuras são calculados a partir dos resultados dos coeficientes de rigidez elástica. O meio de investigação é inicialmente considerado como sendo isotrópico e posteriormente transversalmente isotrópico, onde os cálculos são realizados e analisádos para o meio VTI e utilizando uma relação de equivalência, convertidos para o meio HTI. Os resultados obtidos para os dois métodos mostraram similaridades na estimativa dos parâmetros anisotrópicos, nos coeficientes de rigidez elástica, razão de aspecto e densidade de fraturas. A anisotropia da área de estudo é fraca com algumas regiões que apresentam anisotropia moderada. Alguns padrões nos valores obtidos sugerem a possibilidade de calcular os parâmetros anisotrópicos para os poços adjacentes e interpolar os valores para uso no processamento sísmico.

Palavras-Chave: Dados de poço. Parâmetros anisotrópicos. Teoria de Backus. Meios elásticos.

ABSTRACT

Estimate the elastic properties of anisotropic rocks in the Earth's subsurface is a task with many challenges. The main goal of this work is to estimate the Thomsen anisotropic parameters from the elastic stiffness coefficients using data from five wells of the Norne field, located at Norway and compare the results of these parameters using the empirical method of Li with the Backus's average. Further, crack density and aspect ratio of cracks or fractures are calculated from the results of the elastic stiffness coefficients. The medium of investigation is initially considered to be isotropic and subsequently transversely isotropic, where calculations are performed and analyzed for VTI media and using an equivalence relation, converted to HTI media. The results from both methods showed similarities in estimation of anisotropic parameters, elastic stiffness coefficients, aspect ratio and fracture density. The anisotropy of the study area is weak, with some regions with moderate anisotropy. Some patterns of data obtained suggest the possibility of calculating the anisotropic parameters for the adjacent wells and interpolate the values for use in seismic processing.

keywords: Well log data set. Anisotropic parameters. Backus theory. Elastic media.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 2.1 - Representação pictórica de um meio VTI. 21

Figura 2.2 - Representação pictórica de um meio HTI. 22

Figura 3.1 - Localização do campo de Norne no mar do Norte 26

Figura 3.2 - Parâmetros anisotrópicos em função do volume de folhelho baseados nos valores da Tabela 3.2 31

Figura 4.1 - Mapa da distribuição dos poços 33

Figura 4.2 - Perfis de velocidade P e S, densidade, raio gama e volume de folhelho para o poço B4AH. 34

Figura 4.3 - Perfis de velocidade P e S, densidade, raio gama e volume de folhelho para o poço B4H. 34

Figura 4.4 - Perfis de velocidade P e S, densidade, raio gama e volume de folhelho para o poço C1H. 35

Figura 4.5 - Perfis de velocidade P e S, densidade, raio gama e volume de folhelho para o poço C3H. 35

Figura 4.6 - Perfis de velocidade P e S, densidade, raio gama e volume de folhelho para o poço D4H. 36

Figura 4.7 - Coeficientes de rigidez elástica para o meio isotrópico referente ao poço B4AH. 37

Figura 4.8 - Coeficientes de rigidez elástica para o meio isotrópico referente ao poço B4H. 37

Figura 4.9 - Coeficientes de rigidez elástica para o meio isotrópico referente ao poço C1H. 38

Figura 4.10 - Coeficientes de rigidez elástica para o meio isotrópico referente ao poço C3H. 38

Figura 4.11 - Coeficientes de rigidez elástica para o meio isotrópico referente ao poço D4H. 39

Figura 4.12 - Perfis dos parâmetros anisotrópicos e do cálculo do volume de folhelho para o meio VTI referente ao poço B4AH. 40

Figura 4.13 - Perfis dos parâmetros anisotrópicos e do cálculo do volume de folhelho para o meio VTI referente ao poço B4H. 40

Figura 4.14 - Perfis dos parâmetros anisotrópicos e do cálculo do volume de folhelho para o meio VTI referente ao poço C1H. 41

Figura 4.15 - Perfis dos parâmetros anisotrópicos e do cálculo do volume de folhelho para o meio VTI referente ao poço C3H. 41

Figura 4.16 - Perfis dos parâmetros anisotrópicos e do cálculo do volume de folhelho para o meio VTI referente ao poço D4H. 42

Figura 4.17 - Coeficente de rigidez elástica para o meio VTI referente ao poço B4AH. . 43

Figura 4.18 - Coeficente de rigidez elástica para o meio VTI referente ao poço B4H. . . 44

Figura 4.19 - Coeficente de rigidez elástica para o meio VTI referente ao poço C1H. . . 44

Figura 4.20 - Coeficente de rigidez elástica para o meio VTI referente ao poço C3H. . . 45

Figura 4.21 - Coeficente de rigidez elástica para o meio VTI referente ao poço D4H. . . 45

Figura 4.22 - Perfis de saturação de água de todos os poços. 46

Figura 4.23 - Perfis de densidade de fratura ou fissura e razão de aspecto para o meio VTI referente ao poço B4AH. 47

Figura 4.24 - Perfis de densidade de fratura ou fissura e razão de aspecto para o meio VTI referente ao poço B4H. 47

Figura 4.25 - Perfis de densidade de fratura ou fissura e razão de aspecto para o meio VTI referente ao poço C1H. 48

Figura 4.26 - Perfis de densidade de fratura ou fissura e razão de aspecto para o meio VTI referente ao poço C3H. 48

Figura 4.27 - Perfis de densidade de fratura ou fissura e razão de aspecto para o meio VTI referente ao poço D4H. 49

Figura 4.28 - Coeficente de rigidez elástica para o meio HTI referente ao poço B4AH. . 50

Figura 4.29 - Coeficente de rigidez elástica para o meio HTI referente ao poço B4H. . . 50

Figura 4.30 - Coeficente de rigidez elástica para o meio HTI referente ao poço C1H. . . 51

Figura 4.31 - Coeficente de rigidez elástica para o meio HTI referente ao poço C3H. . . 51

Figura 4.32 - Coeficente de rigidez elástica para o meio HTI referente ao poço D4H. . . 52

Figura 4.33 - Perfis dos parâmetros anisotrópicos para o meio HTI referente ao poço B4AH. 53

Figura 4.34 - Perfis dos parâmetros anisotrópicos para o meio HTI referente ao poço B4H. 53

Figura 4.35 - Perfis dos parâmetros anisotrópicos para o meio HTI referente ao poço C1H. 54

Figura 4.36 - Perfis dos parâmetros anisotrópicos para o meio HTI referente ao poço C3H. 54

Figura 4.37 - Perfis dos parâmetros anisotrópicos para o meio HTI referente ao poço D4H. 55

Figura 4.38 - Densidade de fratura de Razão de aspecto para o meio HTI referente ao poço B4AH. 56

Figura 4.39 - Densidade de fratura de Razão de aspecto para o meio HTI referente ao poço B4H. 56

Figura 4.40 - Densidade de fratura de Razão de aspecto para o meio HTI referente ao poço C1H. 57

Figura 4.41 - Densidade de fratura de Razão de aspecto para o meio HTI referente ao poço C3H. 57

Figura 4.42 - Densidade de fratura de Razão de aspecto para o meio HTI referente ao poço D4H. 58

Figura 5.1 - Valor médio dos parâmetros anisotrópicos de cada formação para cada poço. 60

Figura 5.2 - Valor médio da densidade de fratura e razão de aspecto de cada formação para cada poço. 61

LISTA DE TABELAS

3.1 - Profundidade das Formações Geológicas para os cinco poços 28

3.2 - Parâmetros anisotrópicos para calcular a média de Backus. 31

LISTA DE ABREVIATURA

ABREVIATURA	DESCRIÇÃO
AVO	Do inglês “Amplitude Versus Offset”, Amplitude Versus Afastamento.
HTI	Do inglês “Horizontal Trasverse Isotropy”, Isotropia Transversal com Simetria Horizontal.
IGR	Do inglês “Gamma Ray Index”, Indice de Radioatividade.
NTNU	Universidade Norueguesa de Ciência e Tecnologia.
S_H	Onda S Polarizada na Horizontal.
S_V	Onda S Polarizada na Vertical.
TI	Do inglês “Trasverse Isotropy”, Isotropia Transversal.
TTI	Do inglês “Tilted Trasverse Isotropy”, Isotropia Transversal com Simetria Inclinada.
VSP	Do inglês “Vertical Seismic Profile”, Perfil Sísmico Vertical.
VTI	Do inglês “Vertical Trasverse Isotropy”, Isotropia Transversal com Simetria Vertical.

LISTA DE SÍMBOLOS

SÍMBOLO	DESCRIÇÃO
σ_{ij}	Tensor das tensões.
ϵ_{kl}	Tensor das deformações.
C_{ijkl}	Tensor de rigidez elástica.
ρ	Densidade volumétrica de massa.
G_{ik}	Matriz de Christofell.
δ_{ik}	Delta de Kronecker.
U_i	Vetor de polarização.
λ	Parâmetro de Lamé.
μ	Parâmetro de Lamé.
V_P	Velocidade da onda compressional.
V_S	Velocidade da onda cisalhante.
ε	Parâmetro de Thomsen relacionado a onda compressional.
γ	Parâmetro de Thomsen relacionado a onda cisalhante.
δ	Parâmetro de Thomsen que relaciona ondas compressionais e cisalhantes.
e	Densidade de fratura.
α	Razão de aspecto.
K_f	Módulo de incompressibilidade Volumétrica do flúido.
K_w	Módulo de incompressibilidade Volumétrica da água.
K_{hc}	Módulo de incompressibilidade Volumétrica do hidrocarboneto.
S_w	Saturação de água.
E_T	Complacência Tangencial.
D_t	Tempo de trânsito da onda P.
D_{t_s}	Tempo de trânsito da onda S.
K^{40}	Isótopo radioativo de potássio.
V_{sh}	Volume de folhelho.
GR	Do inglês “Gamma Ray”, Perfil de raio gama.

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO 16

2 EMBASAMENTO TEÓRICO 18

2.1 Teoria de elasticidade 18

2.2 Meio isotrópico 19

2.3 Meios transversalmente isotrópicos 20

2.3.1 Meio VTI 21

2.3.2 Meio HTI 22

2.4 Parâmetros Anisotrópicos 23

2.5 Densidade e razão de aspecto de fraturas ou fissuras. 25

3 METODOLOGIA 26

3.1 Geologia 26

3.2 Caracterização do meio 28

3.2.1 Cálculo do volume de folhelho 29

3.2.2 Cálculo dos parâmetros de Thomsen 30

3.2.2.1 Método Empírico 30

3.2.2.2 Média de Backus 30

4 RESULTADOS 33

4.1 Caso 1 - Meio isotrópico 36

4.2 Caso 2 - Meio VTI 39

4.3 Caso 3 - Meio HTI 49

5 DISCUSSÕES 59

6 CONCLUSÃO 62

REFERÊNCIAS **64**

APÊNDICE A – Equação de Christoffel **68**

APÊNDICE B – Média de Backus **70**

1 INTRODUÇÃO

Anisotropia é a variação de uma determinada propriedade física com a direção de investigação. Em folhelhos, por exemplo, muitos fatores podem provocar anisotropia. Dentre estes, destacam-se o alinhamento de placas de argila, matéria orgânica, estresses e fraturas ou fissuras alinhadas dentro de uma rocha isotrópica (SHEARER, 2009). Quando as camadas apresentam orientação preferencial, a permeabilidade do reservatório é afetada por essa orientação, e assim, as rotas de fluxo de óleo podem ser determinadas, ajudando a melhorar a produção de petróleo. Esta é uma das razões da anisotropia ser levada em consideração no contexto sísmico (IKELLE; AMUNDSEN, 2005). Em muitos reservatórios convencionais, as camadas de arenito estão intercaladas por camadas de folhelho, que são usualmente assumidos como sendo meios transversalmente isotrópicos (TI). Eles são, então, isotrópicos no plano ortogonal ao eixo de simetria.

Com os avanços da aquisição e do processamento sísmico, as razões para ignorar a anisotropia já não são válidas. Segundo Ikelle e Amundsen (2005), se um estudo da variação da amplitude com o afastamento (AVO) não levar em consideração o comportamento da anisotropia de um folhelho, a camada de arenito contendo gás posicionada abaixo desta, pode acabar sendo desconsiderada, pois a curva AVO prevista (para um arenito com gás recoberto por folhelho isotrópico) não se ajustaria a resposta AVO observada.

Devido a presença de folhelhos em muitas bacias sedimentares, o entendimento de como as ondas sísmicas se comportam nesse tipo de rocha é fundamental. Frequentemente, o coeficiente de reflexão de um reservatório é controlado pelas propriedades do folhelho que capeia este reservatório (SONDERGELD; RAI, 2011). As amplitudes sísmicas geradas pelo contraste de litologia envolvendo pelo menos uma camada de folhelho são controladas por essa anisotropia, especialmente para altos ângulos de incidência, como em aquisições com geometrias especiais (Vertical Seismic Profile (VSP)).

Atualmente, o entendimento das propriedades elásticas de folhelhos é insuficiente, pois este é baseado em um número limitado de observações (OUGIER-SIMONIN et al., 2009). Determinar tais propriedades significa encontrar o tensor de rigidez elástica. Uma vez que as constantes elásticas de tal meio são conhecidas, as características de propagação de ondas elásticas através deste podem ser modeladas (DOUMA, 1988). Dados de poço são uma das

fontes que permitem a reconstrução do tensor de rigidez elástica. Chesnokov et al. (2010) sugerem um método que possibilita determinar o tensor de rigidez elástica de folhelhos a partir de dados de poço utilizando velocidade sônica, densidade, porosidade e conteúdo de argila, obtidos em um poço vertical. Outra forma de quantificar a anisotropia é realizando medidas de ondas acústicas em amostras de plugs em laboratório. As propriedades anisotrópicas das rochas tem aplicação no imageamento sísmico, analise sísmica pré-empilhamento e na caracterização de reservatório (LI, 2006).

Neste trabalho utilizaremos um procedimento para estimar os parâmetros anisotrópicos a partir de medidas de poço. Especificamente, o perfil de raio gama será utilizado para calcular o IGR (índice de radioatividade) e o volume de folhelho, e os perfis sônicos serão convertidos em perfis de velocidade das ondas P e S. Vamos relacionar os parâmetros anisotrópicos de Thomsen com os coeficientes da matriz de rigidez elástica, densidade de fratura e razão de aspecto, obtidos por duas metodologias, Li (2006) e Backus (1962). Medidas de anisotropia elástica requerem, tipicamente, conhecimento da simetria e orientação dos eixos principais. Assumiremos, portanto, que as camadas são isotrópicas, assim como transversalmente isotrópicas com eixo de simetria na vertical (VTI) e na horizontal (HTI). Aplicaremos estas metodologias em cinco poços localizados no campo de Norne na Noruega e, baseado nestes, verificar se existe consistência na estimativa dos parâmetros anisotrópicos para as duas metodologias mencionadas. Uma breve revisão sobre teoria da elasticidade e uma descrição dos meios isotrópico e transversalmente isotrópico é apresentada no capítulo 2. A geologia da área de estudo, juntamente com a caracterização do meio utilizado as duas metodologias mencionadas estão no capítulo 3. Os resultados estão no capítulo 4 e os capítulos 5 e 6 apresentam as discussões e conclusão do trabalho.

2 EMBASAMENTO TEÓRICO

2.1 Teoria de elasticidade

Medidas de deformação feitas em laboratório, através de diferentes tensões, fornecem uma visão direta da sensibilidade da deformação da rocha nas três direções. A velocidade das ondas elásticas está relacionada ao comportamento da rocha no seu estado atual de tensão (OUGIER-SIMONIN et al., 2009). Para um meio elástico, a relação entre tensão (σ_{ij}) e deformação (ϵ_{kl}) é dada pela Lei de Hook, onde ambos são proporcionais. A notação tensorial de Cauchy para esta lei é dada por:

$$\sigma_{ij} = C_{ijkl}\epsilon_{kl}, \tag{2.1}$$

onde o tensor de quarta ordem, C_{ijkl}, é o tensor de rigidez elástica do meio. Um meio elástico anisotrópico pode ser caracterizado por sua densidade volumétrica de massa, $\rho = \rho(x, y, z)$ e seu tensor de rigidez elástica $C_{ijkl} = C_{ijkl}(x, y, z)$ (IKELLE; AMUNDSEN, 2005), onde os subíndices i,j,k e l assumem os valores 1,2 e 3. Logo, este tensor de quarta ordem apresenta 81 componentes. Devido à simetria, o tensor de rigidez elástica C_{ijkl} obedece as seguintes igualdades:

$$C_{ijkl} = \begin{cases} C_{jikl}, & \text{uma vez que } \sigma_{ij} = \sigma_{ji} \\ C_{ijlk}, & \text{uma vez que } \epsilon_{kl} = \epsilon_{lk} \\ C_{klij}, & \text{por considerações termodinâmicas.} \end{cases}$$

Estas simetrias reduzem para 21 o número de componentes independentes necessários para descrever um meio elástico anisotrópico. Este número reduz ainda mais, se simetrias adicionais estiverem presentes no meio. Matricialmente, o tensor de rigidez pode ser escrito, utilizando a notação de Voit (VALLINA, 1999) como C_{ij}, onde os subíndices, i e j, variam de 1 a 6.

$$C_{ij} = \begin{bmatrix} C_{11} & C_{12} & C_{13} & C_{14} & C_{15} & C_{16} \\ C_{21} & C_{22} & C_{23} & C_{24} & C_{25} & C_{26} \\ C_{31} & C_{32} & C_{33} & C_{34} & C_{35} & C_{36} \\ C_{41} & C_{42} & C_{43} & C_{44} & C_{45} & C_{46} \\ C_{51} & C_{52} & C_{53} & C_{54} & C_{55} & C_{56} \\ C_{61} & C_{62} & C_{63} & C_{64} & C_{65} & C_{66} \end{bmatrix} \tag{2.2}$$

Christoffel estabeleceu uma expressão cuja solução relaciona os coeficientes de rigidez elástica do meio com as velocidades de propagação das ondas,

$$\left(G_{ik} - \rho V^2 \delta_{ik}\right) U_i = 0, \tag{2.3}$$

onde G_{ik} é a matriz de Christofell, V é a velocidade de fase da onda, U_i é o vetor de polarização na direção i, e δ_{ik} é a delta de Kronecker. Vide Apêndice A para a demonstração dessa equação. As relações entre as velocidades de fase e as constantes elásticas dependem da simetria do meio a ser estudado. A seguir, vamos apresentar tais relações para os meios isotrópico e transversalmente isotrópico com eixo de simetria na vertical (VTI) e na horizontal (HTI), onde as formações rochosas de um meio VTI ou HTI são descritas por cinco constantes elásticas independentes, enquanto que meios isotrópicos são descritos apenas por dois coeficientes independentes, que são os parâmetros de Lamé (λ e μ), onde μ é o módulo de cisalhamento e λ é o módulo que relaciona as ondas P e S.

2.2 Meio isotrópico

Se um meio é isotrópico, as propriedades elásticas em qualquer ponto deste independem da direção. Nesse meio, o tensor de rigidez contém apenas duas constantes elásticas independentes, λ e μ. O tensor de rigidez para o meio isotrópico utilizando a notação de Voigt pode ser escrito como:

$$C_{ij}^{Iso} = \begin{bmatrix} C_{33} & C_{12} & C_{12} & 0 & 0 & 0 \\ C_{12} & C_{33} & C_{12} & 0 & 0 & 0 \\ C_{12} & C_{12} & C_{33} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & C_{55} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & C_{55} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & C_{55} \end{bmatrix}, \tag{2.4}$$

no qual

$$C_{12} = C_{33} - 2C_{55},$$

e

$$C_{55} = \mu \text{ e } C_{33} = \lambda + 2\mu.$$

A velocidade das ondas compressional e cisalhante é definida através da constante elástica do meio e da densidade volumétrica dada por:

$$V_P = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}},$$

$$V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}. \tag{2.5}$$

Podemos encontrar os coeficientes de rigidez para o caso de camadas isotrópicas se as velocidades das ondas P e S e a densidade do meio forem conhecidas (BACKUS, 1962 apud LINER; FEI, 2006). Para isto, inverte-se a equação (2.5) e, então, substitui-se os valores obtidos na equação (2.4).

2.3 Meios transversalmente isotrópicos

Meios transversalmente isotrópicos são assim denominados pois, qualquer direção normal ao eixo de simetria, possui as mesmas propriedades. O eixo de simetria está associado ao acamamento e à regiões de estresse. Se o fator dominante for o acamamento, tomando a horizontalidade original na deposição das rochas, a direção do eixo seria vertical e teríamos

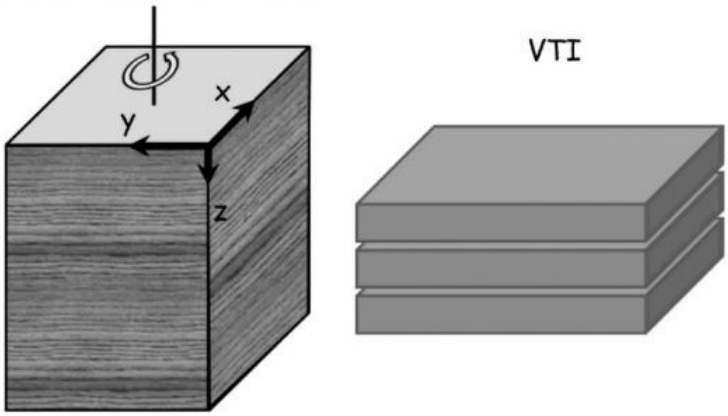
um meio denominado VTI. No entanto, se a região de estresse for o fator dominante, o eixo de simetria pode ser horizontal ou inclinado, cujos meios são denominados, respectivamente por HTI e TTI.

Um meio VTI pode ser encontrado em camadas arenito-folhelho, enquanto um meio HTI pode ser encontrado em subsuperficie quando ocorrem fraturas verticais paralelas (BANSAL, 2007). A velocidade das ondas P diferem se estas se propagam ao longo do eixo de simetria (z) e ao longo da direção normal a este (plano (x, y)). As ondas S, no entanto, diferem de acordo com o tipo de meio (VALLINA, 1999). Como o movimento das partículas é ortogonal à direção de propagação da onda, as ondas S_V e S_H são iguais em um meio VTI, se esta se propagar paralelamente ao eixo de simetria. No entanto, se esta onda se propagar paralelamente ao eixo de simetria de um meio HTI, existirão duas ondas S e ocorrerá o fenômeno de birrefringência da onda, ou seja, S_V é diferente de S_H. A seguir, apresentamos de forma resumida as caracteristicas principais dos meios VTI e HTI.

2.3.1 Meio VTI

A Fig. 2.1 mostra um modelo representativo de um meio VTI. Este modelo é basicamente uma rocha com camadas plano paralelas onde as propriedades físicas não variam horizontalmente, mas variam verticalmente.

Figura 2.1 – Representação pictórica de um meio VTI.



Fonte: Adaptado de Rueda et al. (2010)

O tensor de rigidez elástica de um meio VTI é dado por:

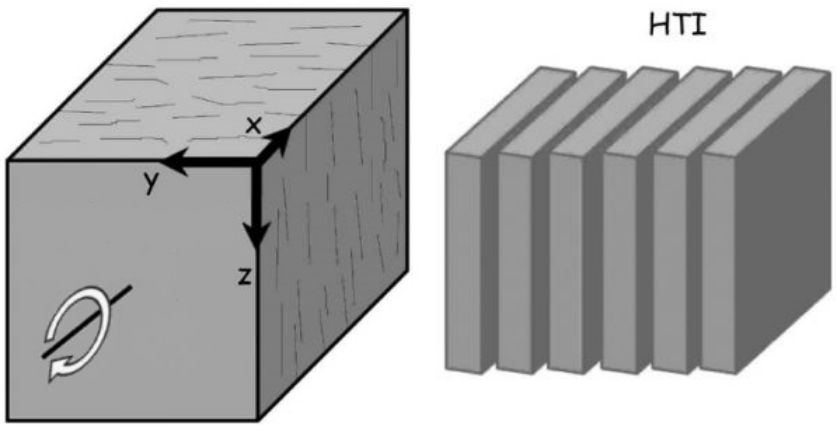
$$C_{ij}^{VTI} = \begin{bmatrix} C_{11} & C_{11}-2C_{66} & C_{13} & 0 & 0 & 0 \\ C_{11}-2C_{66} & C_{11} & C_{13} & 0 & 0 & 0 \\ C_{13} & C_{13} & C_{33} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & C_{55} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & C_{55} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & C_{66} \end{bmatrix}. \tag{2.6}$$

Nota-se que este tensor difere para com o do meio isotrópico (2.4). Neste caso, as constantes C_{11} (onda P horizontal) e C_{33} (onda P vertical), além de C_{55} (S_V vertical) e C_{66} (S_H horizontal) diferem umas das outras. Para as ondas que se propagam ao longo do eixo z, as componentes horizontal e vertical são iguais ($C_{44} = C_{55}$).

2.3.2 Meio HTI

A Fig. 2.2 mostra um modelo representativo de um meio HTI. Este é um modelo parecido com o meio VTI, porém rotacionado de 90°. Analogamente, seria como se as camadas, que inicialmente estavam na horizontal, ocorressem na vertical. A diferença entre os dois meios é a direção em que a propriedade física varia, onde no meio HTI passa a variar ao longo do eixo horizontal.

Figura 2.2 – Representação pictórica de um meio HTI.



Fonte: Adaptado de Rueda et al. (2010)

O tensor de rigidez elástica deste meio é dado por:

$$C_{ij}^{HTI} = \begin{bmatrix} C_{11} & C_{13} & C_{13} & 0 & 0 & 0 \\ C_{13} & C_{33} & C_{33}-2C_{44} & 0 & 0 & 0 \\ C_{13} & C_{33}-2C_{44} & C_{33} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & C_{44} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & C_{55} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & C_{55} \end{bmatrix}. \tag{2.7}$$

É possível notar a diferença entre este tensor com respeito aos tensores correspondentes aos meios isotrópico (2.4) e VTI (2.6). As mesmas considerações feitas para o tensor do meio VTI são feitas aqui, com a diferença que para este meio, $C_{66} = C_{55}$.

Vimos que um meio transversalmente isotrópico requer cinco constantes elásticas independentes para ser caracterizado. Thomsen (1986), Tsvankin (1997) e Rüger (1997) apresentam um conjunto de parametros anisotrópicos para descrever meios VTI e HTI, com a finalidade de analisar as propriedades das assinaturas sísmicas para diferentes intervalos angulares (ZHU et al., 2004). Tais parametros serão apresentados a seguir.

2.4 Parâmetros Anisotrópicos

Thomsen (1986) parametrizou as cinco constantes elásticas para meios VTI. Estas constantes são dadas pelas velocidades das ondas compressional e cisalhante perpendiculares ao acamamento, além das ondas compressionais que se propagam com ângulo de 45°, denotadas por V_{P_0}, V_{S_0} e $V_{P_{45}}$, respectivamente, e por três parâmetros anisotrópicos adimensionais (Equações (2.8),..., (2.12)), onde ε e γ denotam a diferença fracionária entre as velocidades das ondas, rápida e lenta, das ondas P e S, respectivamente, e δ está relacionada à variação de velocidade da onda P com ângulos polares em relação ao eixo de simetria do meio (IKELLE; AMUNDSEN, 2005; ZHU et al., 2004).

$$V_{P_0} = \sqrt{\frac{C_{33}}{\rho}}, \tag{2.8}$$

$$V_{S_0} = \sqrt{\frac{C_{55}}{\rho}}, \tag{2.9}$$

$$\varepsilon = \frac{C_{11} - C_{33}}{2C_{33}}, \tag{2.10}$$

$$\gamma = \frac{C_{66} - C_{55}}{2C_{55}}, \tag{2.11}$$

$$\delta = \frac{(C_{13} + C_{55})^2 - (C_{33} - C_{55})^2}{2C_{33}\,(C_{33} - C_{55})}. \tag{2.12}$$

Estes parâmetros medem o grau de anisotropia para um meio VTI, descrevendo assim a variação da velocidade das ondas compressionais e cisalhantes em função do ângulo polar ao eixo de simetria (GUREVICH, 1999). É possível estender, a partir desses parâmetros, as relações das constantes elásticas com as velocidades e as constantes anisotrópicas para meios HTI (SIL, 2013). Tsvankin (1997) e Rüger (1997) mostram a equivalência entre os dois meios através da análise da equação de Christofell (2.3). Assim, segue abaixo as relações de transformação para os componentes diferentes de zero do meio VTI para o meio HTI:

$$C_{11}^{HTI} = C_{33}^{VTI};\ C_{33}^{HTI} = C_{11}^{VTI};\ C_{13}^{HTI} = C_{13}^{VTI}, \tag{2.13}$$

e

$$C_{55}^{HTI} = C_{55}^{VTI};\ C_{44}^{HTI} = C_{66}^{VTI};\ C_{66}^{HTI} = C_{44}^{VTI}. \tag{2.14}$$

Assim, se for possível caracterizar o meio VTI, pode-se obter as constantes que caracterizam o meio HTI através das relações das equações (2.13) e (2.14).

2.5 Densidade e razão de aspecto de fraturas ou fissuras.

Schoenberg e Douma (1988) definiram uma relação entre três parâmetros; incluindo densidade de fraturas, razão de aspecto e rigidez elástica, para descrever um meio fraturado. A relação entre a densidade de fraturas (e) e razão de aspecto (α) com os coeficientes de rigidez elástica pode ser escrita por

$$e = \frac{3}{16}\frac{(2C_{11} + C_{13})(C_{66} - C_{44})}{C_{11}C_{66}}, \tag{2.15}$$

$$\alpha = \frac{K_f}{\pi . C_{44} H} \tag{2.16}$$

e

$$H = \frac{8(2C_{11} + C_{13})(C_{66} - C_{44})}{C_{44}(2C_{66} - C_{33} + C_{13})} - \frac{C_{33} + C_{13}}{2C_{33}},$$

$$K_f = \left(\frac{S_w}{K_w} + \frac{1 - S_w}{K_{hc}}\right)^{-1}, \tag{2.17}$$

no qual K_f é o módulo de incompressibilidade volumétrica do fluido contido no espaço poroso, S_w é a saturação de água e K_w e K_{hc} são os módulos de incompressibilidade da água e hidrocarboneto, respectivamente. Uma maneira alternativa de calcular a densidade de fratura é utilizando a complacência tangencial (E_T) de Shoenberg, dada pela expressão:

$$E_T = \frac{16e}{3(3 - 2\Gamma_b)} \tag{2.18}$$

no qual

$$\Gamma_b = \left(\frac{V_S}{V_P}\right)^2$$

e V_P e V_S são as velocidades das ondas P e S normais ao acamamento. Se o parâmetro γ for conhecido, é possível obter E_T através da relação

$$\gamma = \frac{E_T}{2}. \tag{2.19}$$

e a densidade de fraturas pode ser encontrada substituindo (2.19) em (2.18). Baseado nessas equações, obtendo os cinco parâmetros de Thomsen parar descrever um meio anisotrópico a partir de dados de poço, a densidade de fraturas e a razão de aspecto podem ser estimadas quantitativamente.

3 METODOLOGIA

Vimos no capítulo anterior que um meio anisotrópico com eixo de simetria na vertical (VTI) e horizontal (HTI) é totalmente caracterizado por cinco constantes elásticas e pela densidade do meio. Neste capítulo utilizaremos algumas metodologias para predizer as constantes elásticas a partir de dados de poço do campo de Norne (Fig. 3.1), localizado no mar da Noruega.

Figura 3.1 – Localização do campo de Norne no mar do Norte

Fonte: Oil and gas fields in Norway

3.1 Geologia

Os cinco poços investigados neste trabalho possuem informações de diferentes formações geológicas do campo de Norne. Este campo possui vários grupos, dos quais dois são de maior interesse: Grupo Fangst e o Grupo Båt (STATOIL, 2001).

- Grupo Fangst

O Grupo Fangst é composto pelas Formações Garn, Not e Ile. A Formação Garn consiste de arenitos com grãos de quartzo claros a castanhos, apresentando em alguns casos matriz de calcita. Os grãos são subarredondados e bem selecionados. Possui também argilitos e calcários. A transição entre as Formações Garn e Not é marcada pelo primeiro aparecimento de camadas de areia siltosa.

A Formação Not é composta por folhelhos cinzentos\acastanhados escuros, além de traços de micas e materiais carbonosos.

A Formação Ile consiste de arenitos compostos por quartzo de coloração clara a marrom. Os grão são finos, moderadamente a bem selecionados e subarredondados. Ocasionalmente ocorrem calcários e folhelhos intercalados.

- Grupo Båt

O Grupo Båt é representado pelas Formações Tofte, Tilje e Åre. A Formação Tofte consiste de intercalações de arenitos e folhelhos com calcário ocorrendo ocasionalmente. Os grãos são médios a finos e variam de moderado a bem selecionados.

A formação Tilje consiste de arenitos e folhelhos intercalados com ocorrência de lâminas de calcário. Casualmente são observadas camadas altamente carbonosas. Os grãos são muito finos a médios, apresentando, eventualmente, granulação grossa a muito grossa.

A Formação Åre consiste de arenitos siltosos a argilosos intercalados com camadas de folhelho e lâminas esporádicas de calcário. As areias são compostas por quartzo com granulação muito fina a fina, seleção moderada e subangular.

Dentro das Formações Tofte, Ile e Garn existem três camadas de calcário cimentadas. Todas elas são interpretadas como sendo contínuas ao longo de todo o campo. Acredita-se que estas camadas, juntamente com a Formação Not, atuam como barreiras estratigráficas para o fluxo de fluidos na direção vertical dentro do reservatório. Na Tabela 3.1, estão representadas as profundidades das Formações geológicas para cada poço, onde cada coluna representa o topo e a base das Formação ao longo dos cinco poços.

Tabela 3.1 – Profundidade das Formações Geológicas para os cinco poços

Formação	B4AH	B4H	C1H	C3H	D4H
Garn	3196-3328.5m	2573.5-2605.5m	2911-2946m	3348-3377.4m	2714-2756m
Not	3328.5-3368m	2605.5-2614m	2946-2953.5m	3377.4-3388m	2756-2766m
Ile	3368-3602.5m	2614-2658m	2953.5-2991m	3388-3440m	2766-2821.5m
Tofte	3602.5-3741m	2658-2720m	2991-3055m	3440-3503m	2821.5-2903m
Tilje	3741-3888m	2720-2838.5m	3055-3146.5m	3503-3634m	2903-3039m
Åre	3888-3900m	2838.5-2914m	3146.5-3297m	3634-3754,9	3039-3120,4

3.2 Caracterização do meio

Para determinar a matriz de rigidez elástica do meio, alguns autores utilizam o método de plug simples. Neste método as velocidades sísmicas são medidas separadamente em plugs com diferentes orientações (0° , 45° e 90° com relação ao eixo de simetria) para derivar as constantes elásticas (WANG, 2002a apud VERNIK et al.,). Entretanto, este método demanda tempo, levando semanas para obter as cinco constantes. Outra forma é através de medidas de poço. A partir do perfil sônico e de densidade, é possível predizer as componentes C_{33} e C_{55} aplicando a inversão da equação (2.8). Na ausência de plugs para obter as demais constantes, uma alternativa é obter os parâmetros de Thomsen a partir de métodos empíricos, que tem como entrada os perfis de velocidade convertidos através do perfil sônico e o perfil do volume de folhelho. As conversões dos perfis sônicos das ondas P e S para os perfis de velocidade em m/s dessas ondas são dadas por:

$$V_P = \frac{304800}{D_t} \tag{3.1}$$

$$V_S = \frac{304800}{D_{t_S}} \tag{3.2}$$

onde D_t e D_{t_S} são os tempos de trânsito das ondas P e S, respectivamente. Ambos estão em microsegundos e o numerador está em pés, que é a distância entre os dois receptores de uma ferramenta sônica. O número que está nas equações (3.1) e (3.2) é o resultado da conversão de pés para metro e de microsegundos para segundos.

A seguir, apresentaremos algumas expressões para determinar o volume de folhelho, o cálculo dos parâmetros de Thomsen e finalmente os coeficientes C_{ij} utilizando duas metodologias: Método empírico de Li (2006) e as médias de Backus (1962).

3.2.1 Cálculo do volume de folhelho

Folhelhos são mais radioativos que arenitos e carbonatos devido à presença de K^{40} na sua composição. Assim, o perfil de raio gama pode ser utilizado para calcular o volume de folhelho de uma determinada formação. Diferentes autores apresentaram expressões, empíricas ou experimentais, não lineares, para o cálculo do volume de folhelho, as quais levam em consideração alguns fatores, como por exemplo, a idade da rocha. Tais expressões requerem o estabelecimento do índicie de radioatividade (I_{GR}), para então calcular o volume de folhelho (NERY, 2013). As expressões não lineares são:

$$V_{sh} = 0.083\left(2^{3.7I_{GR}} - 1\right), \tag{3.3}$$

$$V_{sh} = \frac{I_{GR}}{3 - 2 \times I_{GR}}, \tag{3.4}$$

$$V_{sh} = 1.7 - \left[3.38 - \left(I_{GR} + 0.7\right)^2\right]^{\frac{1}{2}}, \tag{3.5}$$

$$V_{sh} = 0.33 \times \left(2^{2I_{GR}} - 1\right), \tag{3.6}$$

onde

$$I_{GR} = \frac{GR_{log} - GR_{min}}{GR_{max} - GR_{min}}. \tag{3.7}$$

As equações (3.3) e (3.6) foram propostas por Larionov (1971), para rochas do Terciário e rochas mais antigas, respectivamente, enquanto que as equações (3.4) e (3.5) foram propostas por Stieber (1970) e Clavier et al. (1971) para rochas mais recentes. Sendo as formações sob análise de idade Jurássica, tomaremos como base a equação (3.6).

3.2.2 Cálculo dos parâmetros de Thomsen

3.2.2.1 Método Empírico

Li (2006) propôs um método para estimar ε, γ e δ a partir das seguintes relações:

$$\varepsilon = \frac{0.6 * V_{sh} * (V_{P0} - V_{Pwater})}{V_{Pquartz} - V_{Pwater} - 2.65 * V_{sh}}, \tag{3.8}$$

$$\gamma = \frac{0.67 * V_{sh} * V_{S0}}{V_{Squartz} - 2.29 * V_{sh}}, \tag{3.9}$$

$$\delta = 0.32\varepsilon, \tag{3.10}$$

no qual V_{P0} e V_{S0} são os perfis de velocidade das ondas compressional e cisalhante que se propagam perpendicularmente ao acamamento, V_{sh} é o volume de folhelho, V_{Pwater} é uma aproximação da velocidade da onda compressional à porosidade crítica, $V_{Pquartz}$ é a velocidade da onda P no quartzo e $V_{Squartz}$ é a velocidade da onda S no quartzo. As constantes usadas nas equações (3.8) e (3.9) são: $V_{Pwater} = 1.5$ km/s, $V_{Pquartz} = 6.05$ km/s e $V_{Squartz} = 4.09$ km/s.

Diferentes autores relacionam os parâmetros ε e γ. Wang (2002b) mostrou uma relação linear entre esses dois parâmetros. Tsuneyama e Mavko (2005) descreveram uma expressão com uma suave diferença comparada a de Wang (2002b). Estas relações possibilitam a obtenção de um dos parâmetros através do outro, sendo que estas estimativas independem da litologia e dos fluidos contidos nos poros (NARONGSIRIKUL et al., 2014).

3.2.2.2 Média de Backus

O cálculo para obter as propriedades de um meio efetivo utilizando a média de Backus, consiste em primeiro obter a matriz dos coeficientes de rigidez elástica utilizando os perfis das ondas P, S e densidade, e posteriormente aplicar as médias (KUMAR, 2013). Para isso, entraremos com os três parâmetros anisotrópicos de Thomsen do campo de Viking Graben (mar do norte), para encontrar os coeficientes da matriz da equação (2.6). A Tabela 3.2 mostra as propriedades das rochas, arenito e folhelho, usadas neste estudo.

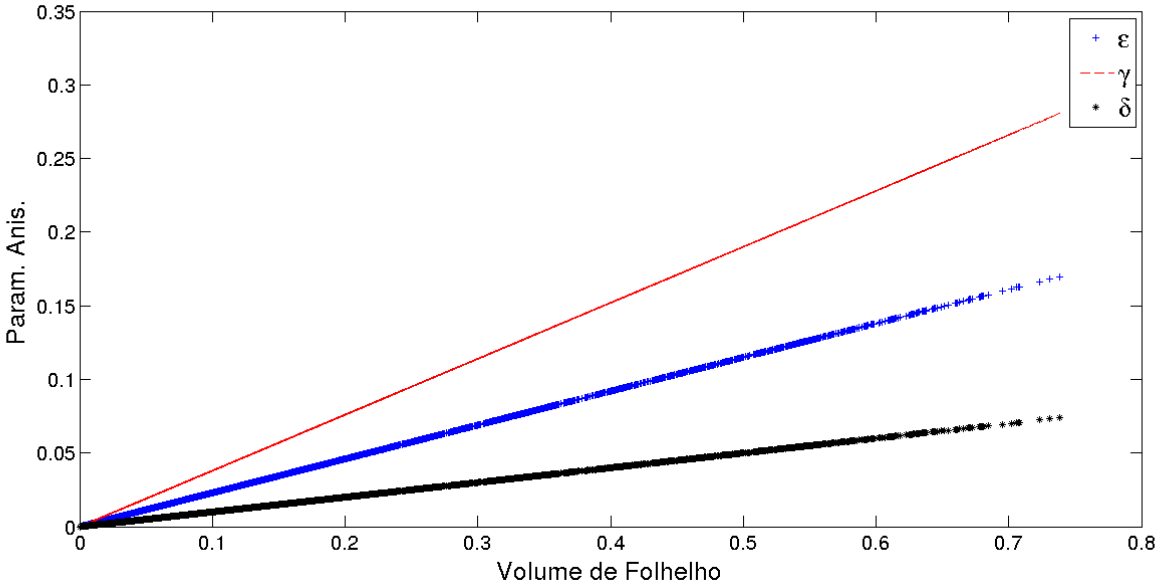
Tabela 3.2 – Parâmetros anisotrópicos para calcular a média de Backus.

Litologia	ε	γ	δ
Folhelho	0.23	0.38	0.1
Arenito	0	0	0

Segundo Kumar (2013)

Diversos estudos mostram que folhelhos são intrinsecamente anisotrópicos (VTI), enquanto que arenitos são isotrópicos na maioria das vezes, como apresentado na Tabela 3.2. A Fig. 3.2 mostra os parâmetros anisotrópicos de um meio efetivo VTI em função do volume de folhelho, onde a relação linear das equações a seguir é aproximada por:

Figura 3.2 – Parâmetros anisotrópicos em função do volume de folhelho baseados nos valores da Tabela 3.2



Fonte: autor

$$\varepsilon = 0.23 V_{sh},$$
$$\gamma = 0.38 V_{sh},$$
$$\delta = 0.1 V_{sh}. \tag{3.11}$$

O sistema de equações (3.11) e a Fig. 3.2 mostram que quando o meio é inteiramente composto por arenito limpo ($V_{sh} = 0$), o meio efetivo é isotrópico, e quando é constituído inteiramente por folhelho ($V_{sh} = 1$), o meio efetivo é VTI, como esperado.

A média de Backus é usada em modelos de camadas finamente estratificados com o objetivo de representar camadas homogêneas individuais (MAVKO et al., 2009). A espessura para o cálculo da média nesse estudo é de 20 m, sendo que esta pode assumir outros valores Liner e Fei (2006). Tal média, para cada camada rochosa ao longo de um perfil, é dada por:

$$C_{33}^{e} = \left\langle \frac{1}{C_{33}} \right\rangle^{-1}, \tag{3.12}$$

$$C_{44}^{e} = C_{55}^{e} = \left\langle \frac{1}{C_{44}} \right\rangle^{-1}, \tag{3.13}$$

$$C_{13}^{e} = C_{23}^{e} = \left\langle \frac{C_{13}}{C_{33}} \right\rangle \left\langle \frac{1}{C_{33}} \right\rangle^{-1}, \tag{3.14}$$

$$C_{66}^{e} = \langle C_{66} \rangle, \tag{3.15}$$

$$C_{11}^{e} = C_{22}^{e} = \langle C_{11} \rangle + \left\langle \frac{C_{13}}{C_{33}} \right\rangle^{2} \left\langle \frac{1}{C_{33}} \right\rangle^{-1} - \left\langle \frac{C_{13}^{2}}{C_{33}} \right\rangle, \tag{3.16}$$

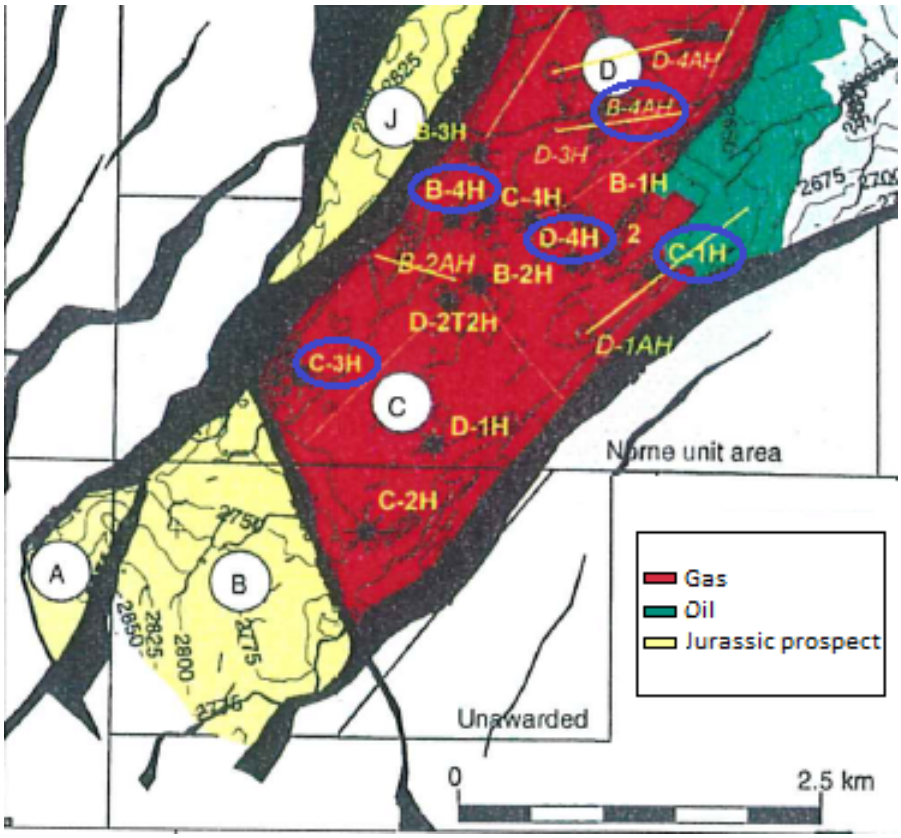
$$C_{12}^{e} = \langle C_{12} \rangle + \left\langle \frac{C_{13}}{C_{33}} \right\rangle^{2} \left\langle \frac{1}{C_{33}} \right\rangle^{-1} - \left\langle \frac{C_{13}^{2}}{C_{33}} \right\rangle = C_{11}^{e} - 2C_{66}^{e}, \tag{3.17}$$

onde o subíndice "e" se refere ao modelo de meio efetivo. O Apêndice B apresenta mais detalhes sobre a obtenção dessas constantes e o cálculo dos parâmetros de Thomsen a partir delas.

4 RESULTADOS

A metodologia descrita acima para obter os parâmetros anisotrópicos de um meio, utilizando dados de poço, foi aplicada em cinco poços do campo de Norne. A Fig. 4.1 ilustra a posição de diversos poços do campo, onde apenas os poços B4AH, B4H, C1H, C3H e D4H serão investigados.

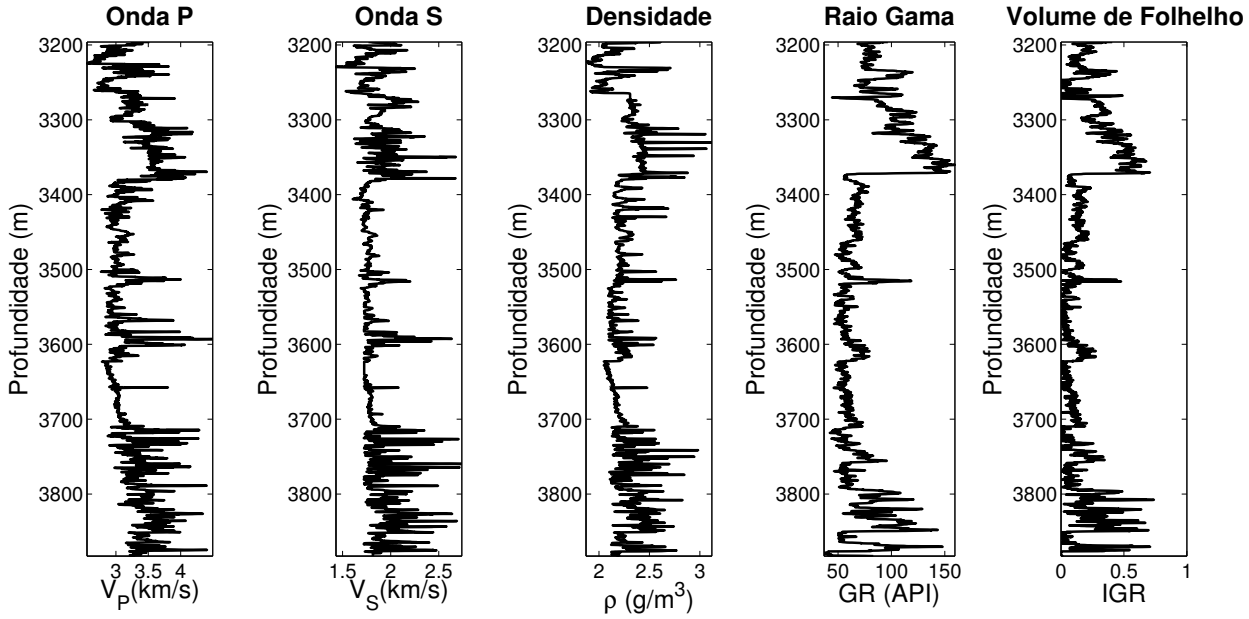
Figura 4.1 – Mapa da distribuição dos poços



Fonte: Report Norne Field

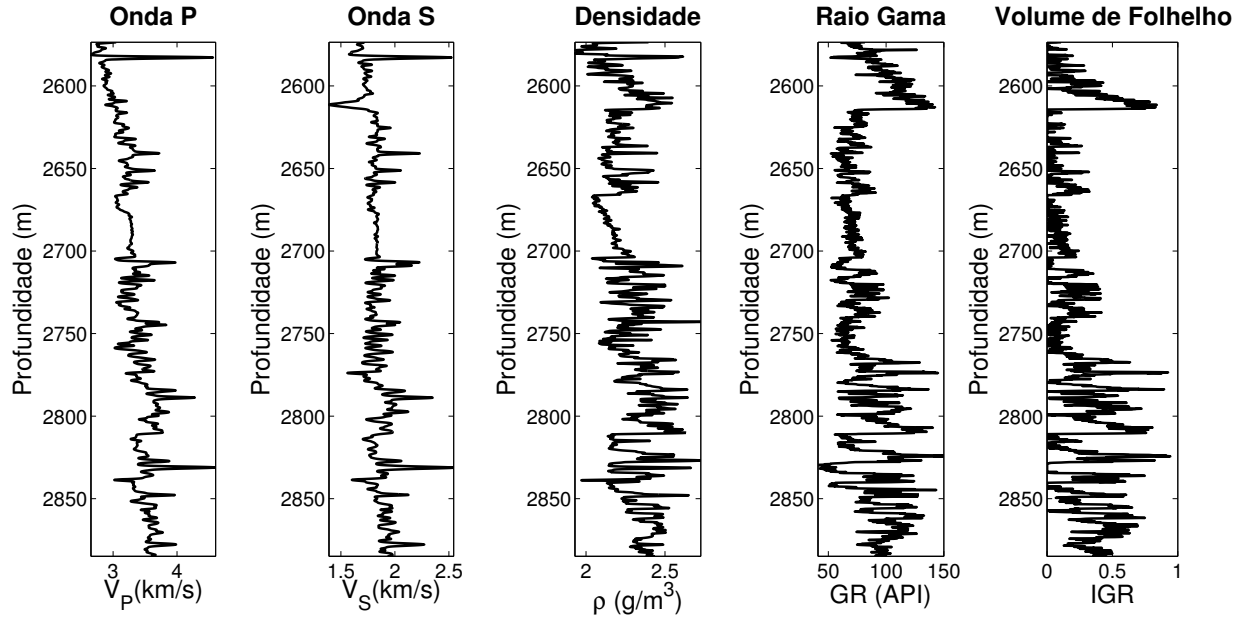
As Figuras (4.2,..., 4.6) mostram os dados de entrada fornecidos pela NTNU para o cálculo dos parâmetros de Thomsen dos cinco poços estudados aqui, onde as colunas representam, da esqueda para direita, os perfis de velocidade da onda P, velocidade da onda S, densidade, raio gama e volume de folhelho.

Figura 4.2 – Perfis de velocidade P e S, densidade, raio gama e volume de folhelho para o poço B4AH.



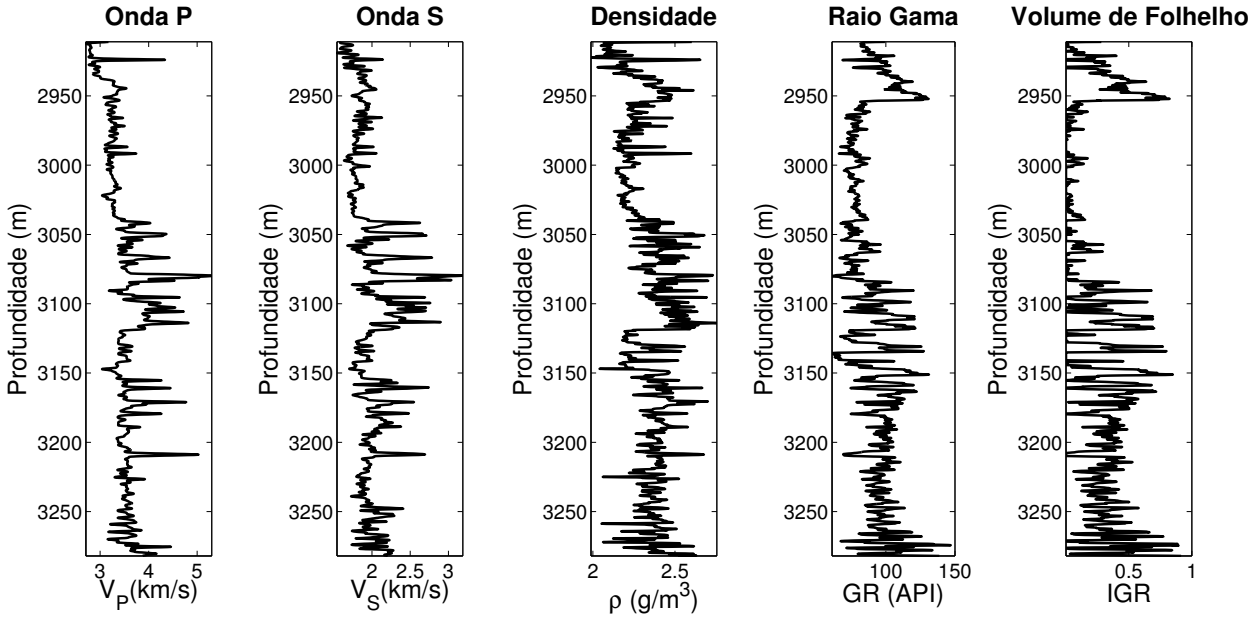
Fonte: Autor

Figura 4.3 – Perfis de velocidade P e S, densidade, raio gama e volume de folhelho para o poço B4H.



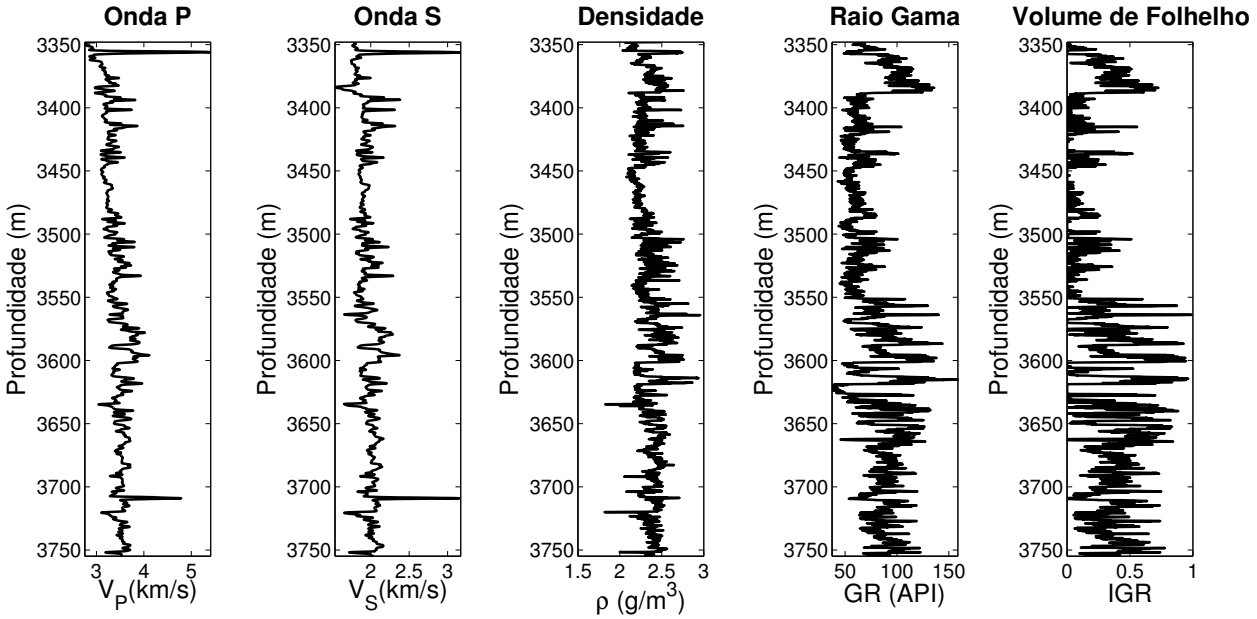
Fonte: Autor

Figura 4.4 – Perfis de velocidade P e S, densidade, raio gama e volume de folhelho para o poço C1H.



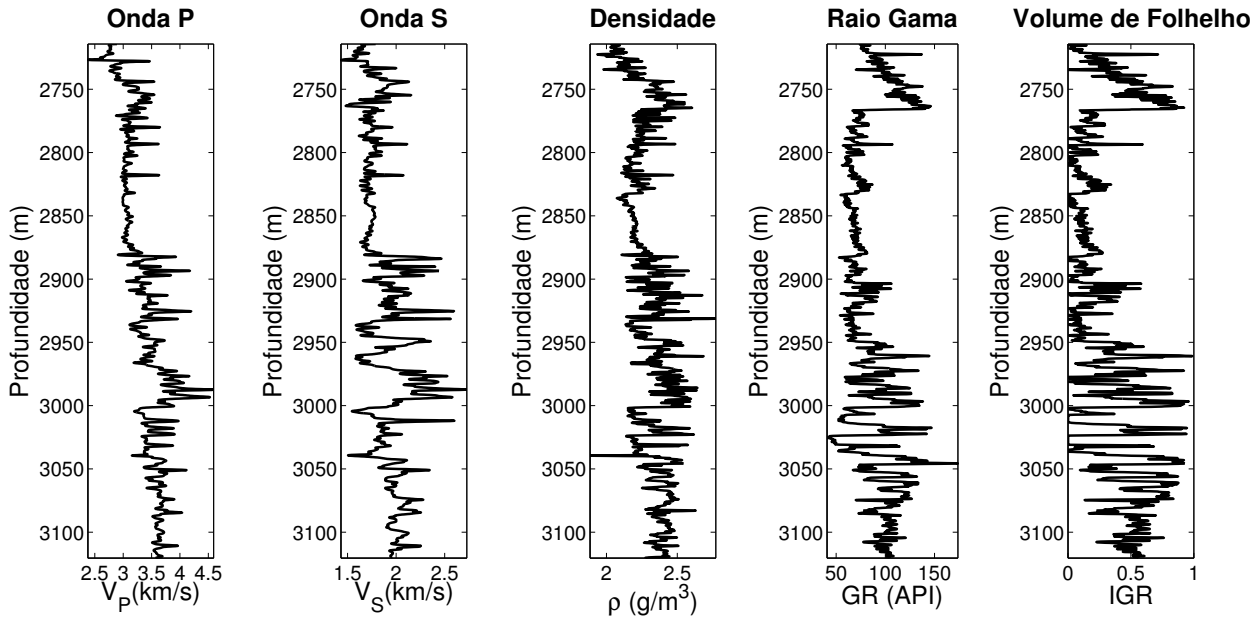
Fonte: Autor

Figura 4.5 – Perfis de velocidade P e S, densidade, raio gama e volume de folhelho para o poço C3H.



Fonte: Autor

Figura 4.6 – Perfis de velocidade P e S, densidade, raio gama e volume de folhelho para o poço D4H.



Fonte: Autor

Aplicaremos, em seguida, a metodologia de inversão dos coeficientes de rigidez elástica a partir dos parâmetros anisotrópicos tomando três suposições em relação ao meio de investigação: 1- meio isotrópico, 2- meio VTI e 3- meio HTI. Essas suposições serão aplicadas em todos os poços investigados.

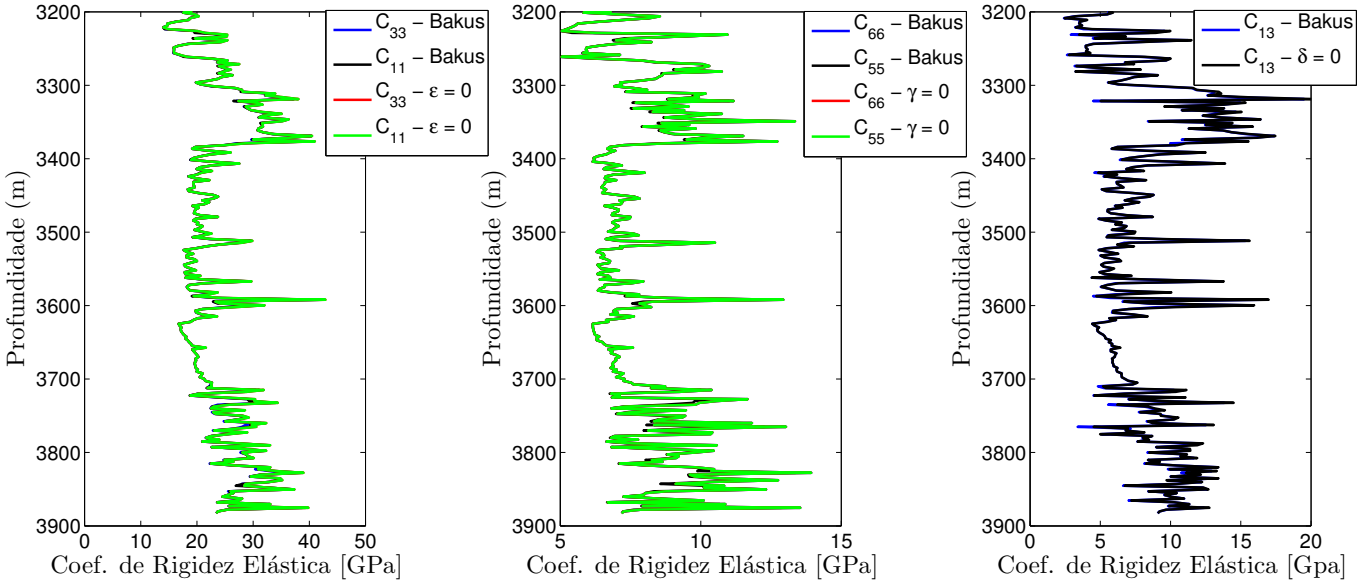
4.1 Caso 1 - Meio isotrópico

Analisando a equação (2.8), para o caso isotrópico, os parâmetros de Thomsen, ε, γ e δ são iguais a zero. Substituindo esses valores na equação (2.8) é fácil chegar às seguintes igualdades:

$$C_{11} = C_{33},\ C_{55} = C_{66}$$

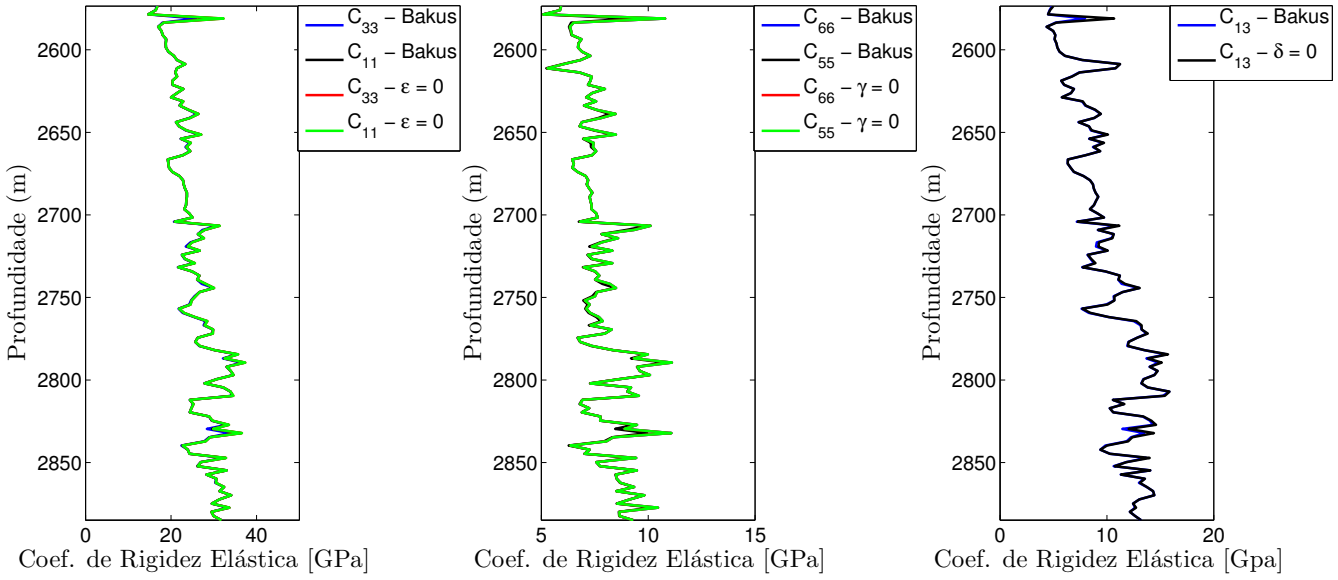
Isso implica que não há variação na velocidade das ondas com a direção. As Figuras (4.7,... 4.11) mostram os perfis dos coeficientes de rigidez em função da profundidade, utilizando a inversão da equação (2.8), para cada poço, tomando ε, γ e δ iguais a zero e comparando com as médias de Backus.

Figura 4.7 – Coeficientes de rigidez elástica para o meio isotrópico referente ao poço B4AH.



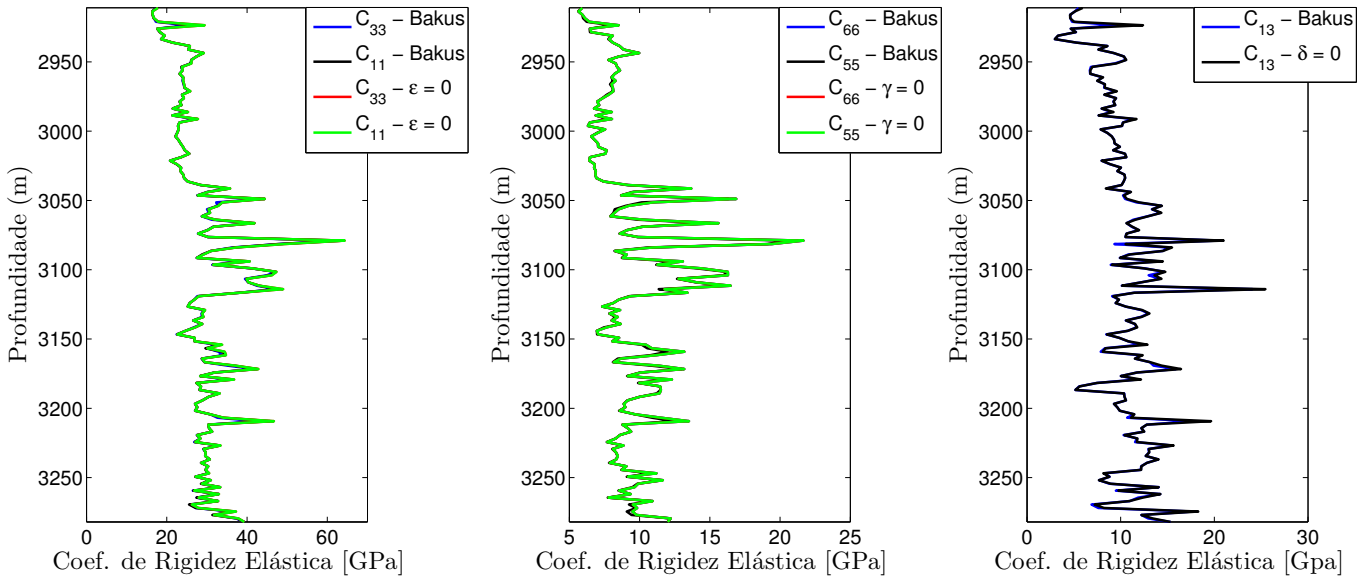
Fonte: Autor

Figura 4.8 – Coeficientes de rigidez elástica para o meio isotrópico referente ao poço B4H.



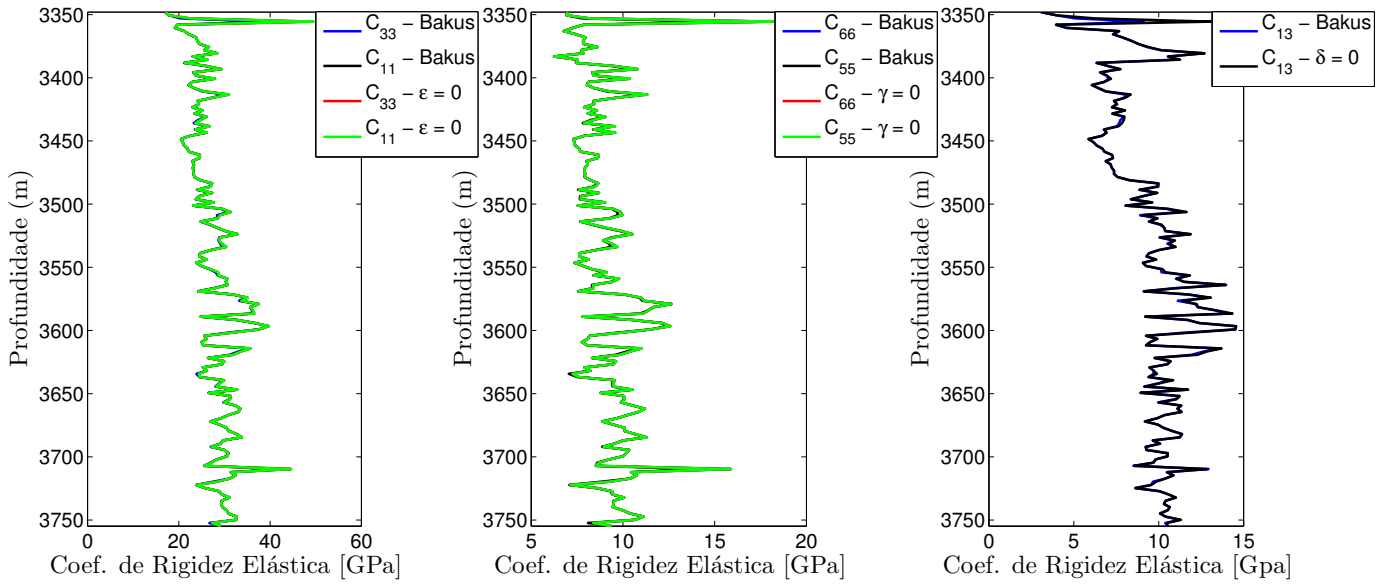
Fonte: Autor

Figura 4.9 – Coeficientes de rigidez elástica para o meio isotrópico referente ao poço C1H.



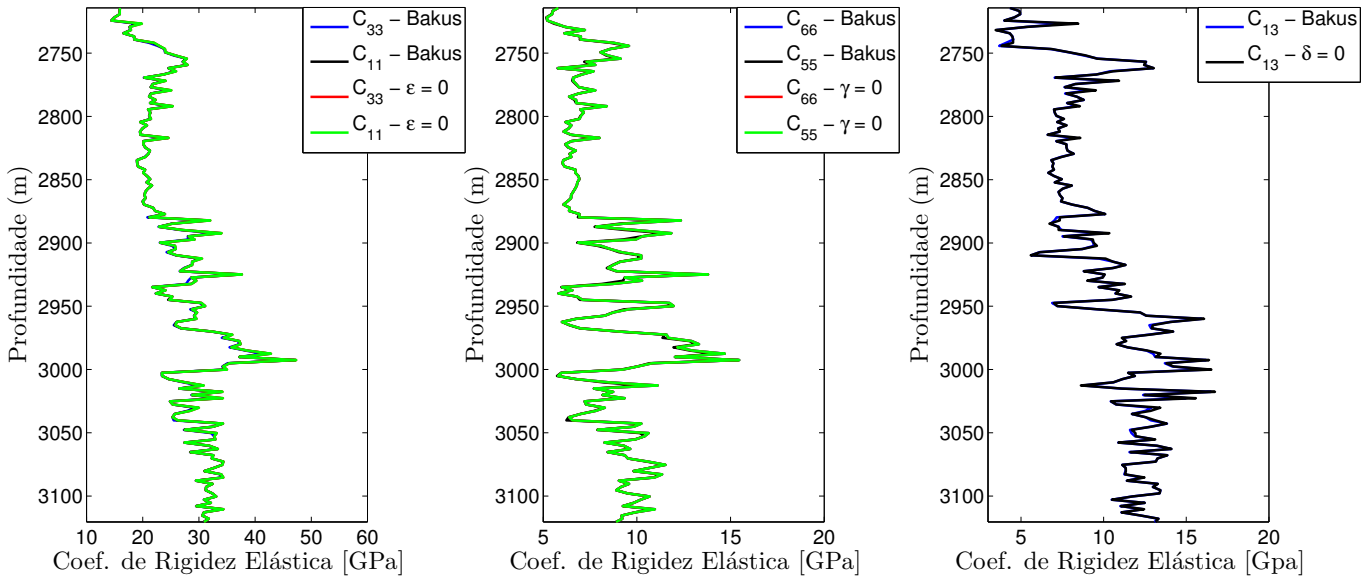
Fonte: Autor

Figura 4.10 – Coeficientes de rigidez elástica para o meio isotrópico referente ao poço C3H.



Fonte: Autor

Figura 4.11 – Coeficientes de rigidez elástica para o meio isotrópico referente ao poço D4H.



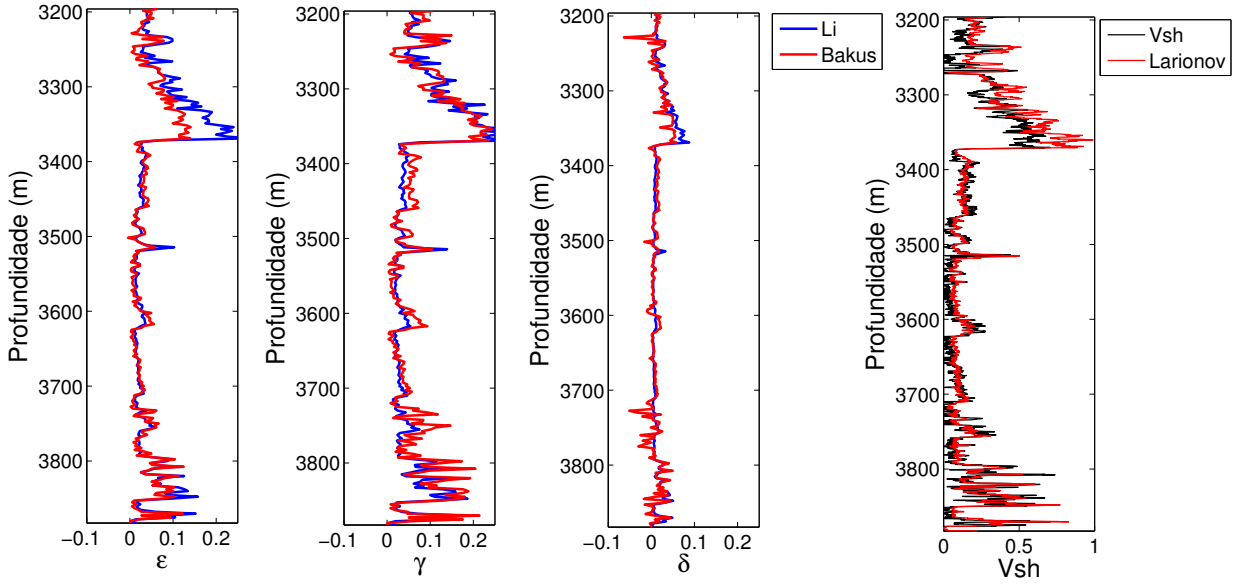
Fonte: Autor

Em todos os poços, as duas formas de obter as constantes mostraram similaridades ao longo de todo o perfil.

4.2 Caso 2 - Meio VTI

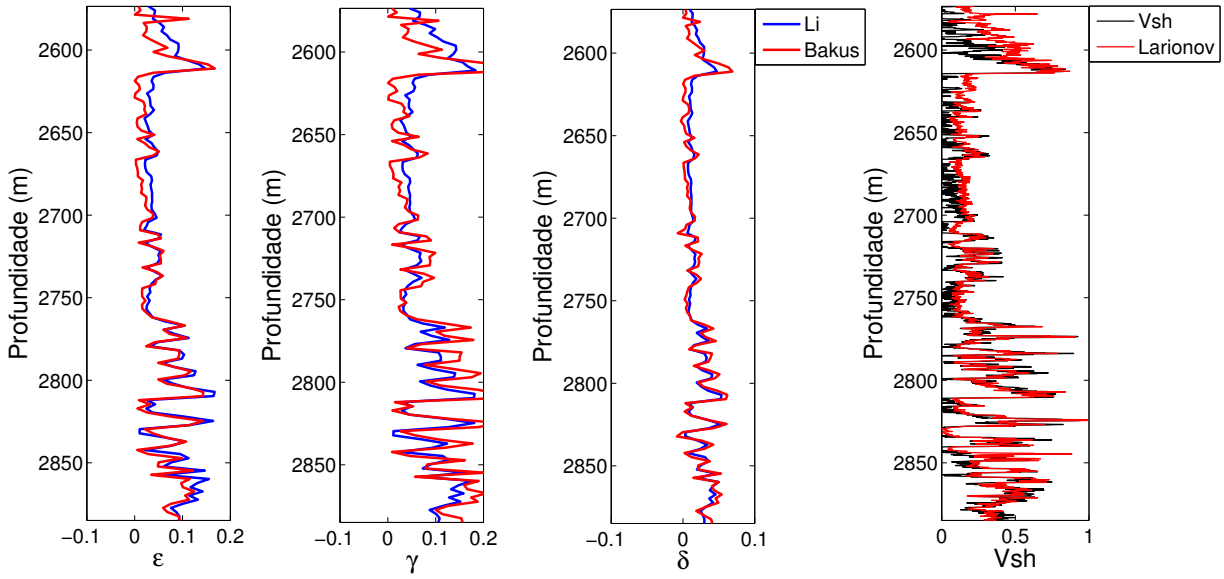
Como vimos anteriormente, um meio VTI apresenta um eixo de simetria na vertical, onde há variação na velocidade das ondas de acordo com a direção de investigação. Assim, os parâmetros anisotrópicos de Thomsen podem ser calculados, e a partir deles, os coeficientes de rigidez elástica invertidos. Assumindo tal meio para os poços estudados e utilizando as metodologias de Li (2006) e Backus (1962), temos os seguintes resultados para os parâmetros anisotrópicos obtidos em cada poço mostrados nas Figuras (4.12,..., 4.16):

Figura 4.12 – Perfis dos parâmetros anisotrópicos e do cálculo do volume de folhelho para o meio VTI referente ao poço B4AH.



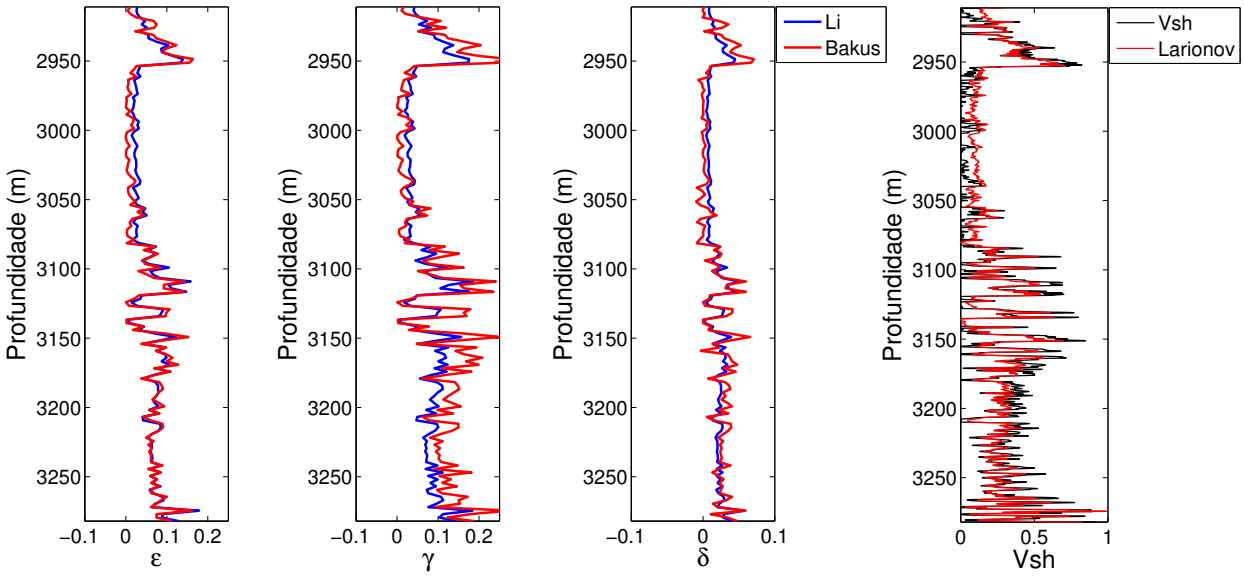
Fonte: Autor

Figura 4.13 – Perfis dos parâmetros anisotrópicos e do cálculo do volume de folhelho para o meio VTI referente ao poço B4H.



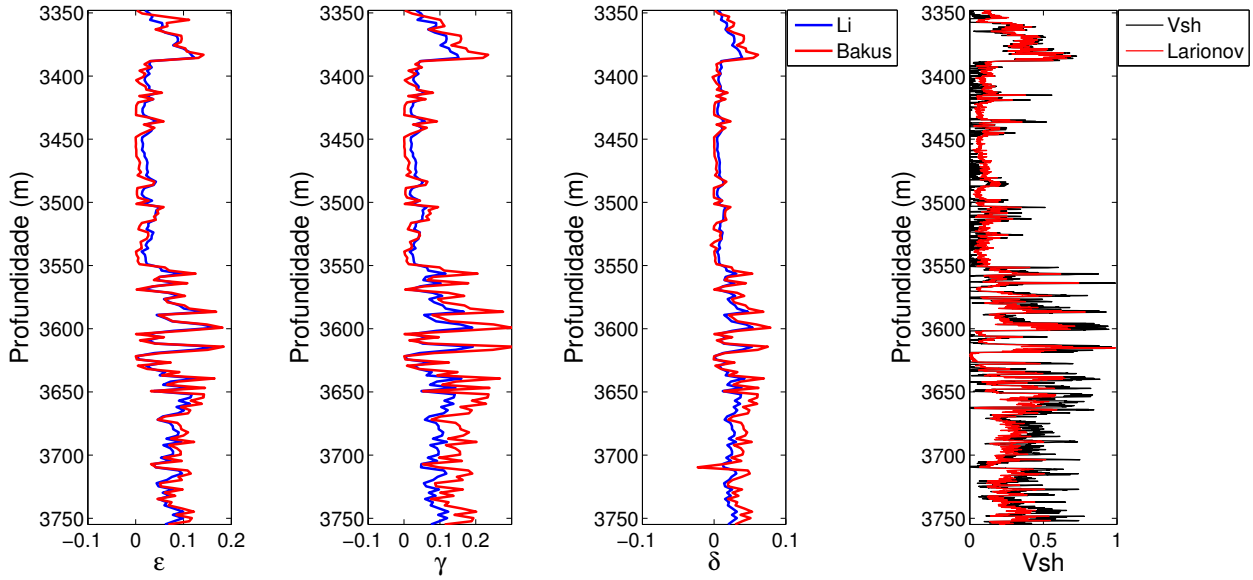
Fonte: Autor

Figura 4.14 – Perfis dos parâmetros anisotrópicos e do cálculo do volume de folhelho para o meio VTI referente ao poço C1H.



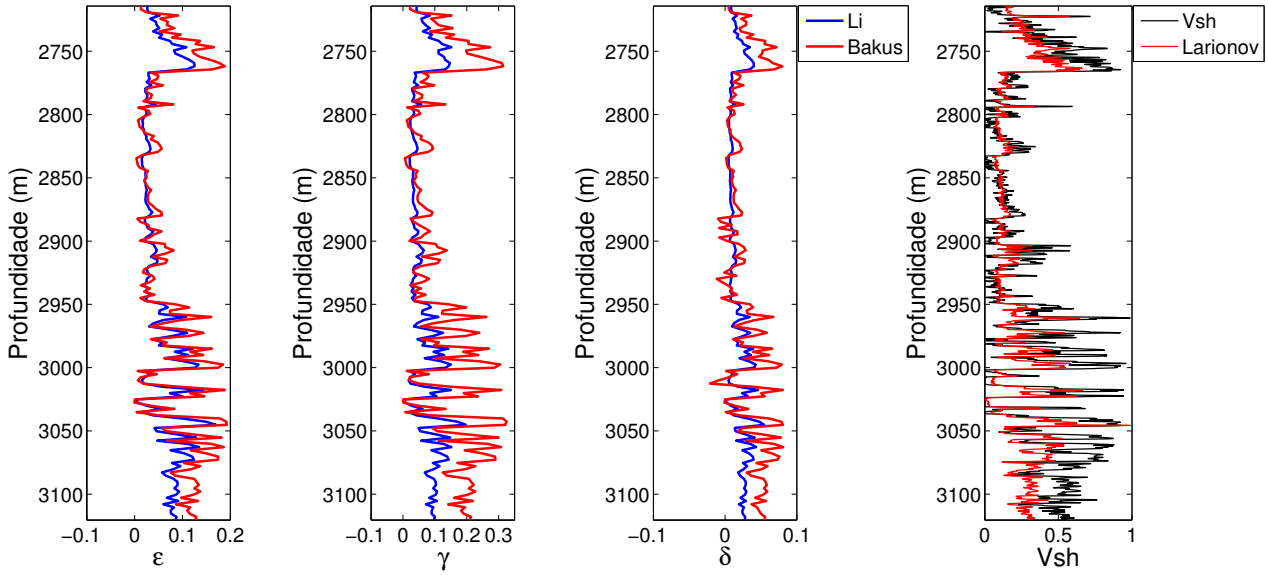
Fonte: Autor

Figura 4.15 – Perfis dos parâmetros anisotrópicos e do cálculo do volume de folhelho para o meio VTI referente ao poço C3H.



Fonte: Autor

Figura 4.16 – Perfis dos parâmetros anisotrópicos e do cálculo do volume de folhelho para o meio VTI referente ao poço D4H.



Fonte: Autor

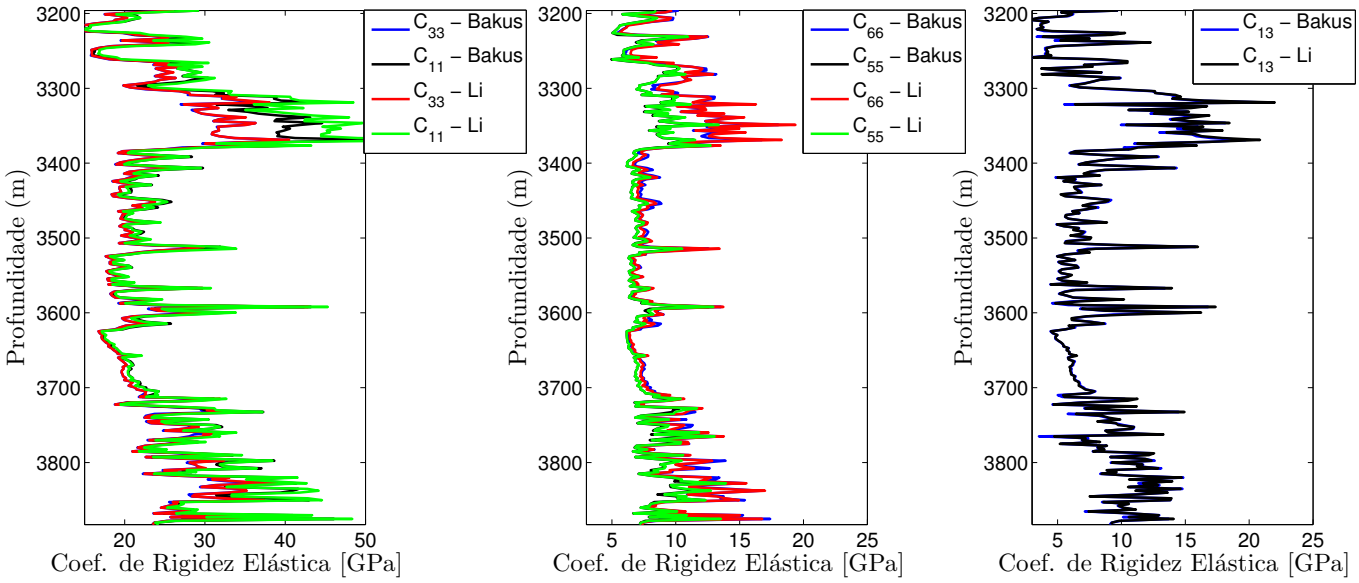
Existem quatro curvas nas colunas dos parâmetros anisotrópicos. A curva em vermelho é a resposta supondo que o meio é VTI utilizando as médias de Backus (1962), e a curva em azul utilizando Li (2006). As três colunas, da esquerda para direita, mostram os parâmetros de Thomsen e a quarta coluna mostra a relação entre o perfil do volume de folhelho com o seu equivalente calculado utilizando Larionov (1971) para rochas antigas.

É notável a relação entre os parâmetros anisotrópicos com o perfil do volume de folhelho, onde os maiores valores de anisotropia estão localizados nas mesmas profundidades em que o perfil do volume de folhelho apresenta os maiores valores. Esta análise já era esperada, pois sabemos que folhelhos são intrinsecamente anisotrópicos. É possível notar que os valores absolutos dos parâmetros anisotrópicos ε, γ e δ variam entre 0 e 0.2 na maior parte de todos os perfis, indicando que estamos lidando com anisotropia fraca a moderada (THOMSEN, 1986), eventualmente excedendo este valor maáximo.

Em todos os perfis, as curvas geradas a partir das duas metodologias apresentam comportamento razoavelmente similar. Diferenças surgem em algumas partes das curvas. No poço B4AH, por exemplo, os valores obtidos para o parâmetro ε, entre as profundidades de 3300 m e próximo de 3400 m, utilizando Li (2006), apresentam valores superiores aos obtidos por Backus (1962). No poço B4H os valores para ε e γ apresentam melhor ajuste com o aumento

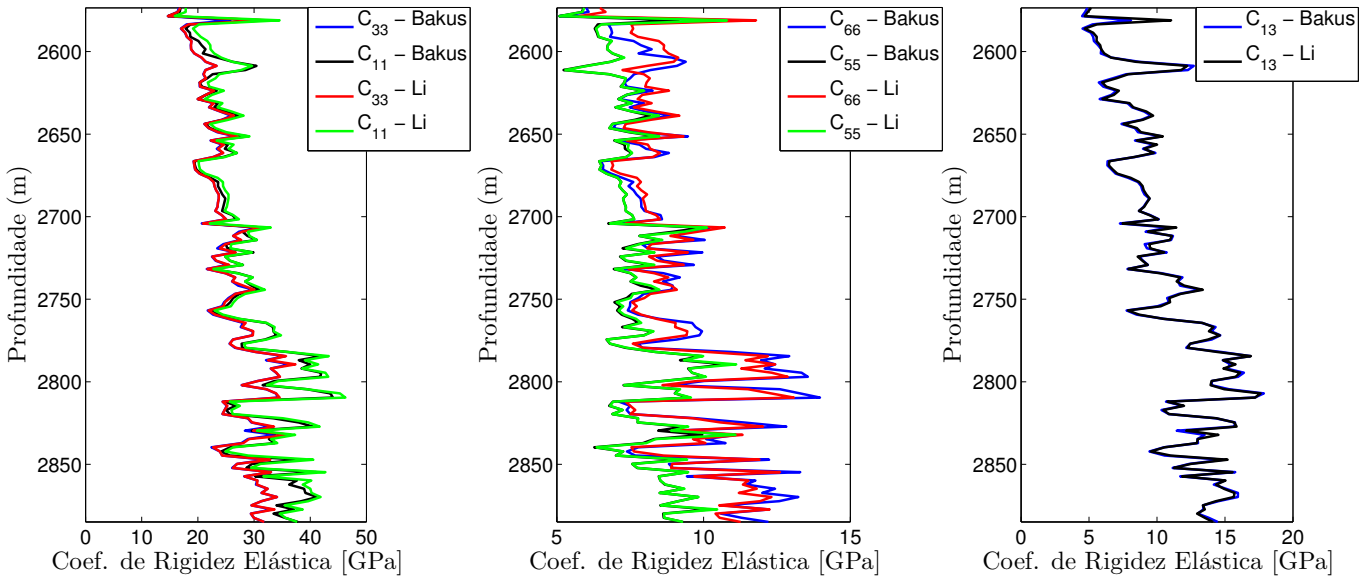
da profundidade. Para o poço C1H as curvas se ajustam bem para ε e δ, enquanto que para γ , entre as profundidades de 3050m até o fim do perfil, Backus (1962) apresenta valores superiores aos de Li (2006). No poço C3H, nota-se a mesma característica observada no poço C1H, onde os valores do parâmetro γ obtidos por Backus (1962) são maiores que os de Li (2006), entre as profundidades de 3550m até o fim do perfil. Finalmente, nota-se que o poço D4H apresenta os menores ajustes entre as duas curvas ao longo dos perfis, principalmente a curva do parâmetro γ obtido utilizando Backus (1962), que aparenta estar deslocado para a direita em relação à obtida por Li (2006). As Figuras (4.18,..., 4.21) mostram a distribuição dos componentes do tensor de rigidez elástica do meio VTI em função da profundidade para Li (2006) e Backus (1962).

Figura 4.17 – Coeficente de rigidez elástica para o meio VTI referente ao poço B4AH.



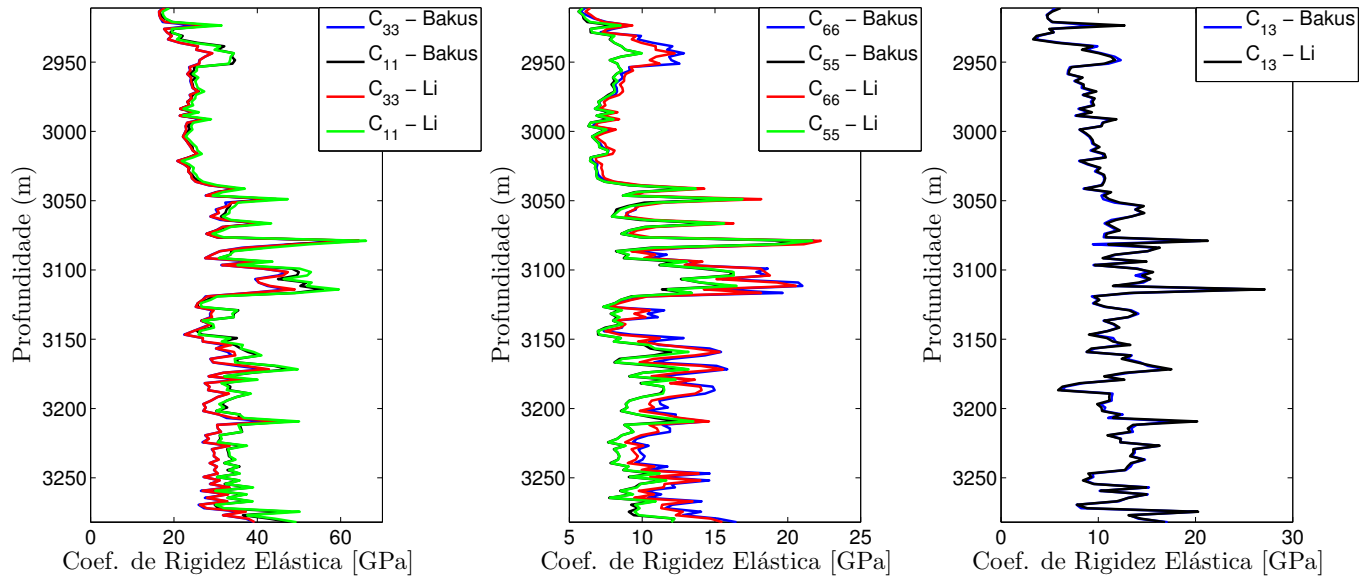
Fonte: Autor

Figura 4.18 – Coeficente de rigidez elástica para o meio VTI referente ao poço B4H.



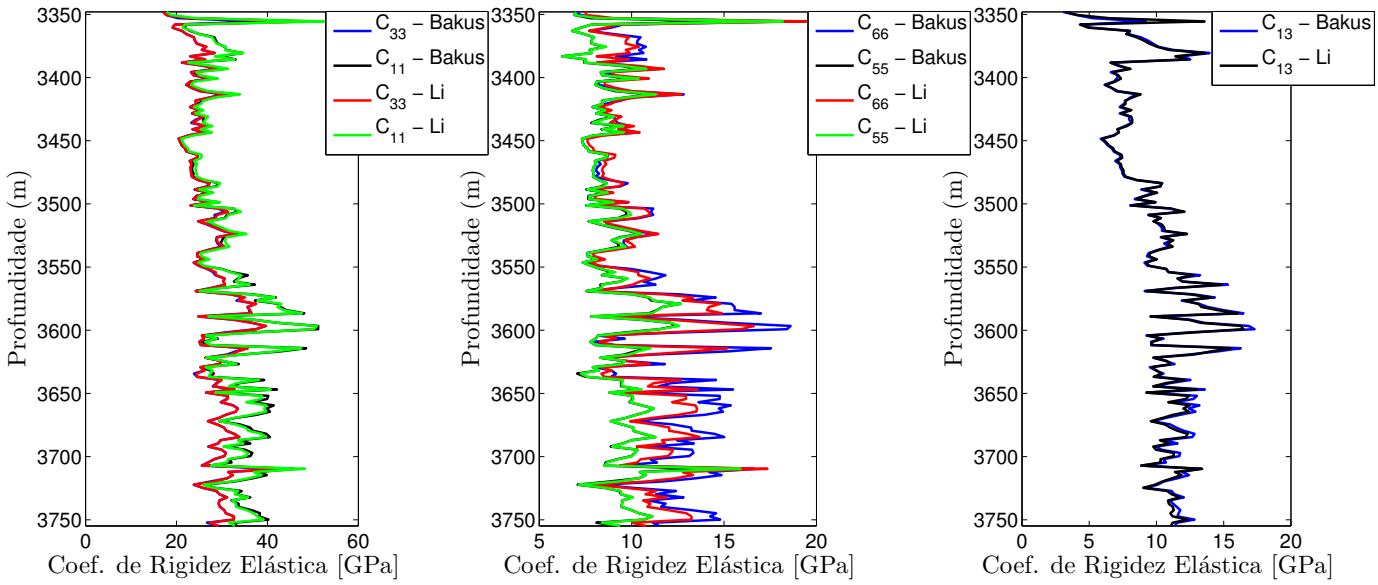
Fonte: Autor

Figura 4.19 – Coeficente de rigidez elástica para o meio VTI referente ao poço C1H.



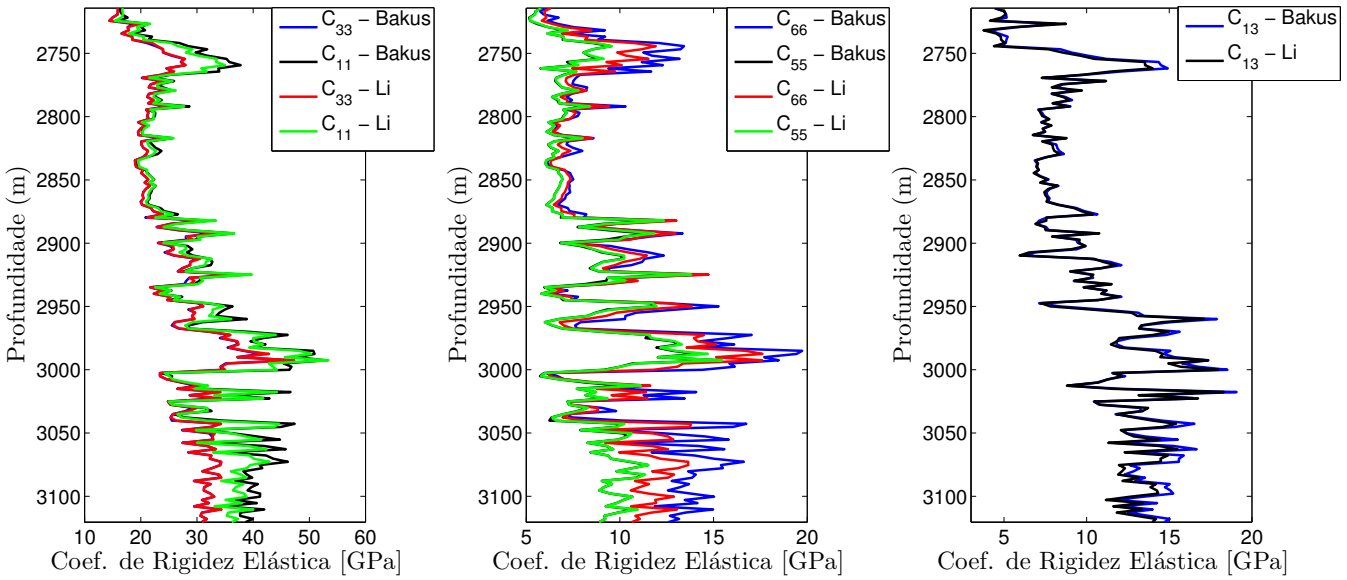
Fonte: Autor

Figura 4.20 – Coeficente de rigidez elástica para o meio VTI referente ao poço C3H.



Fonte: Autor

Figura 4.21 – Coeficente de rigidez elástica para o meio VTI referente ao poço D4H.

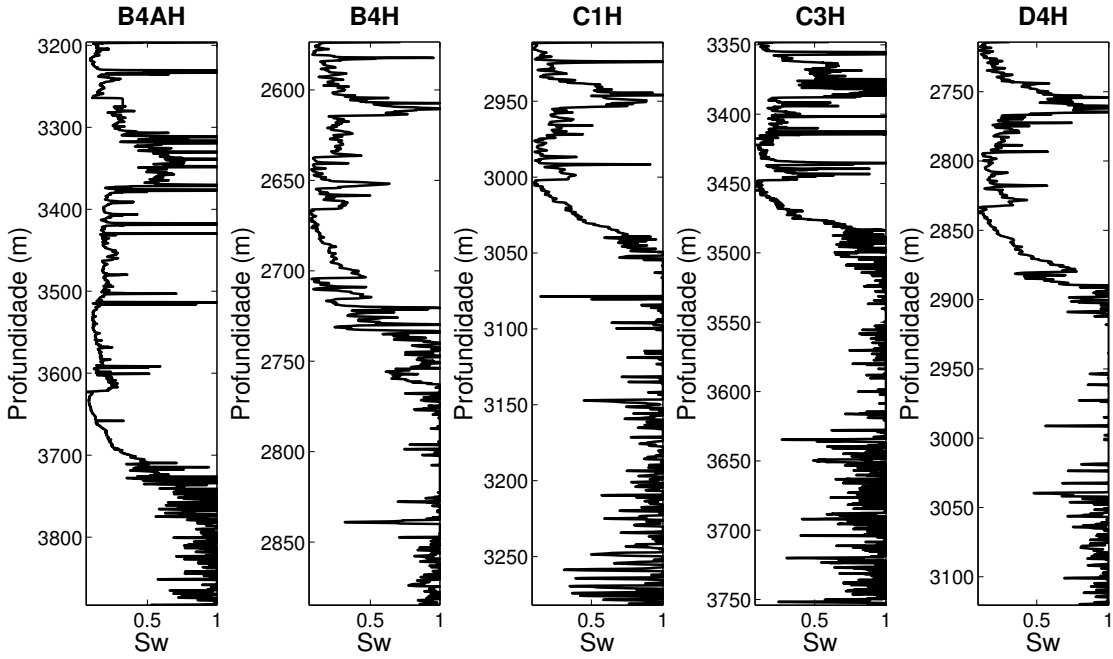


Fonte: Autor

Note que agora os coeficientes (C_{11}, C_{33}) e (C_{55}, C_{66}) diferem. Este resultado está relacionado à suposta anisotropia VTI. As curvas obtidas pelas duas metodologias (Li e Backus) apresentam similaridades para todos os poços, exceto nos poços C3H e D4H, onde a constante C_{66} apresenta valores diferentes, devido à diferença no parâmetro γ para as duas metodologias nesses poços. Como esperado, os valores das constantes C_{11} são maiores que C_{33}, e os valores de C_{66} são maiores que os de C_{55}. Estas diferenças mostram que há variação entre as velocidades das ondas que se propagam paralelamente ao eixo de simetria (onda P – C_{33} e onda S – C_{55}) com aquelas que se propagam perpendicularmente a este (onda P – C_{11} e onda S – C_{66}). Entretanto, é possível notar que, em algumas partes das curvas, os valores de C_{11} e C_{33}, e os valores de C_{55} e C_{66} são iguais. Isto quer dizer que, nestas profundidades, o meio é supostamente isotrópico.

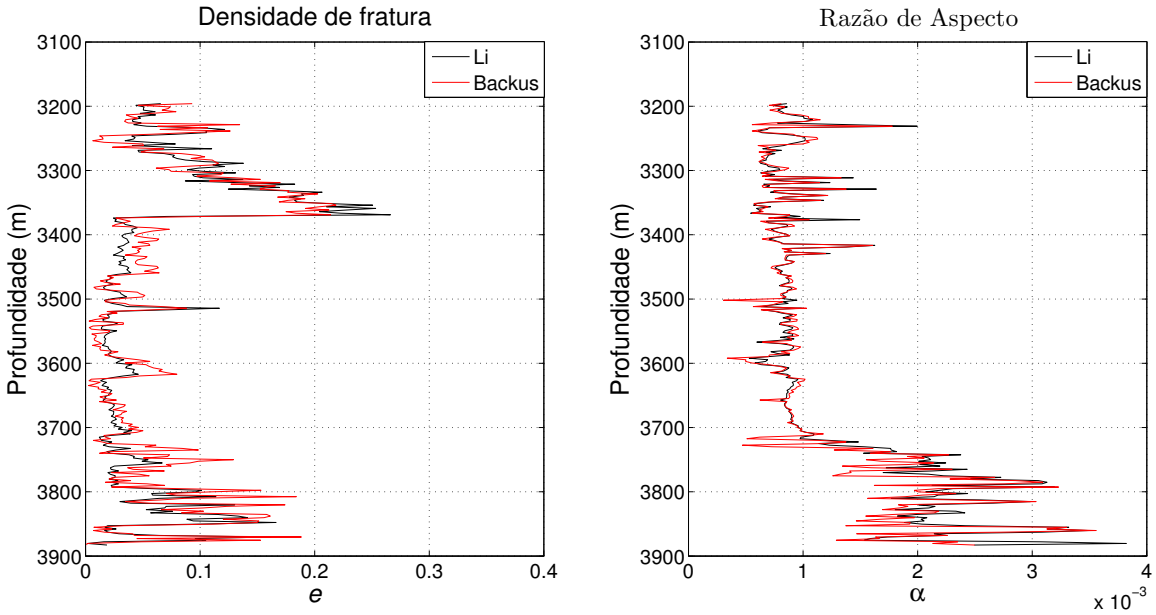
Com os resultados apresentados acima, é possível também estimar a densidade de fratura do meio e a razão de aspecto, Equações (2.15), (2.16) e (2.18). Para tal, os valores utilizados na equação (2.17) foram os dos perfis de saturação de água (Figura 4.22), e os valores para os módulos de incompressibilidade da água e do hidrocarboneto foram de 2,2 GPa e 0,37 GPa, respectivamente. As Figuras (4.23,..., 4.27) mostram a densidade de fratura e a razão de aspecto para cada poço.

Figura 4.22 – Perfis de saturação de água de todos os poços.



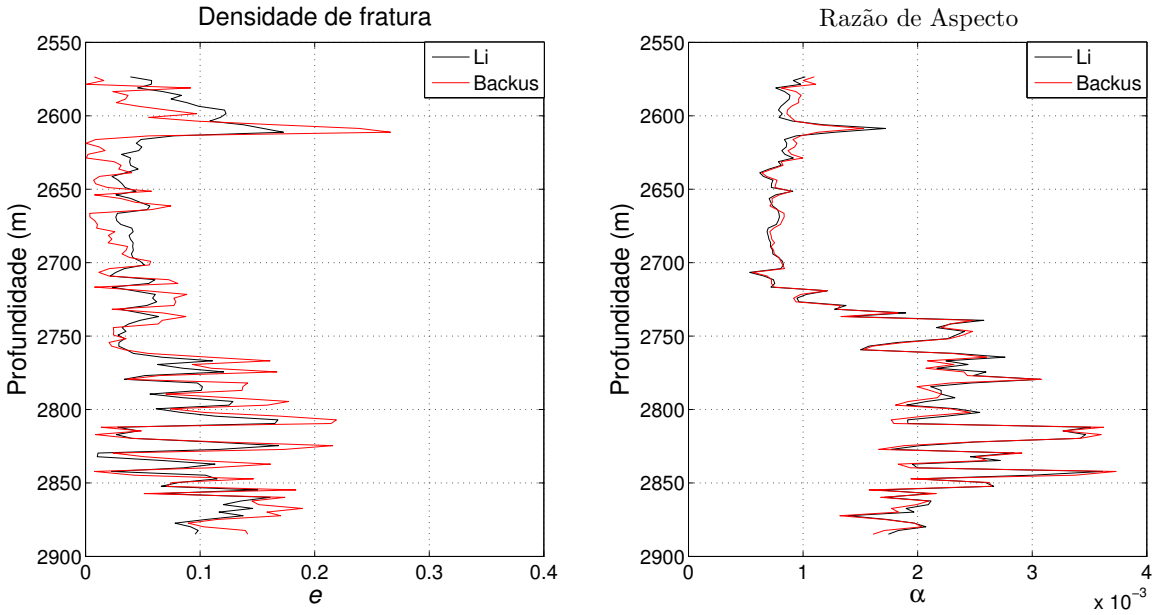
Fonte: Autor

Figura 4.23 – Perfis de densidade de fratura ou fissura e razão de aspecto para o meio VTI referente ao poço B4AH.



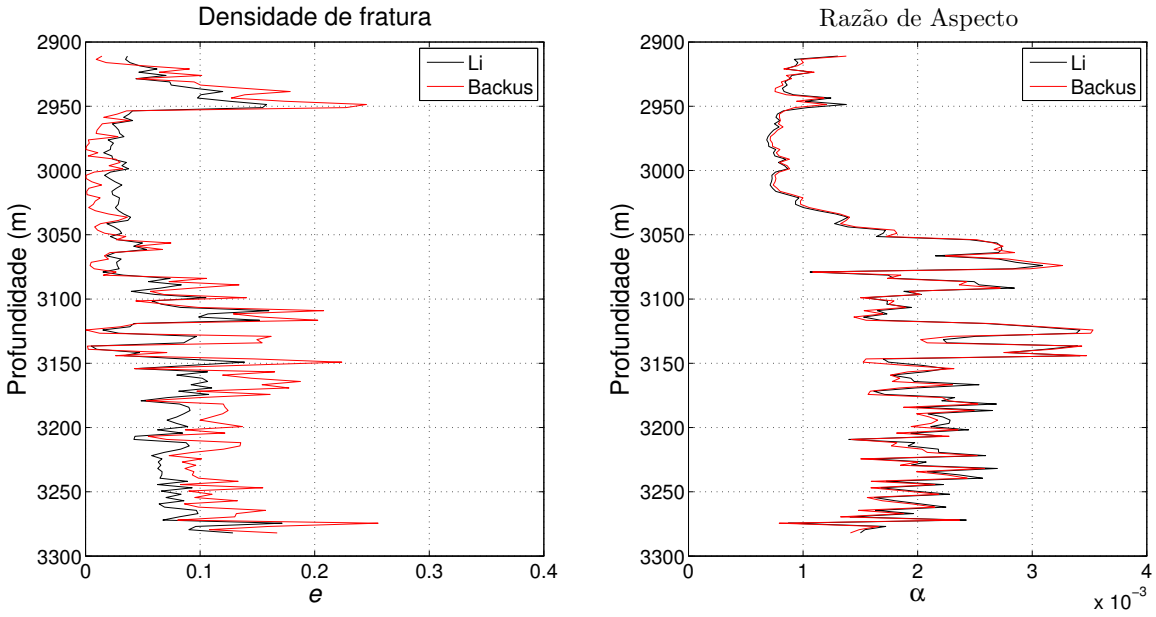
Fonte: Autor

Figura 4.24 – Perfis de densidade de fratura ou fissura e razão de aspecto para o meio VTI referente ao poço B4H.



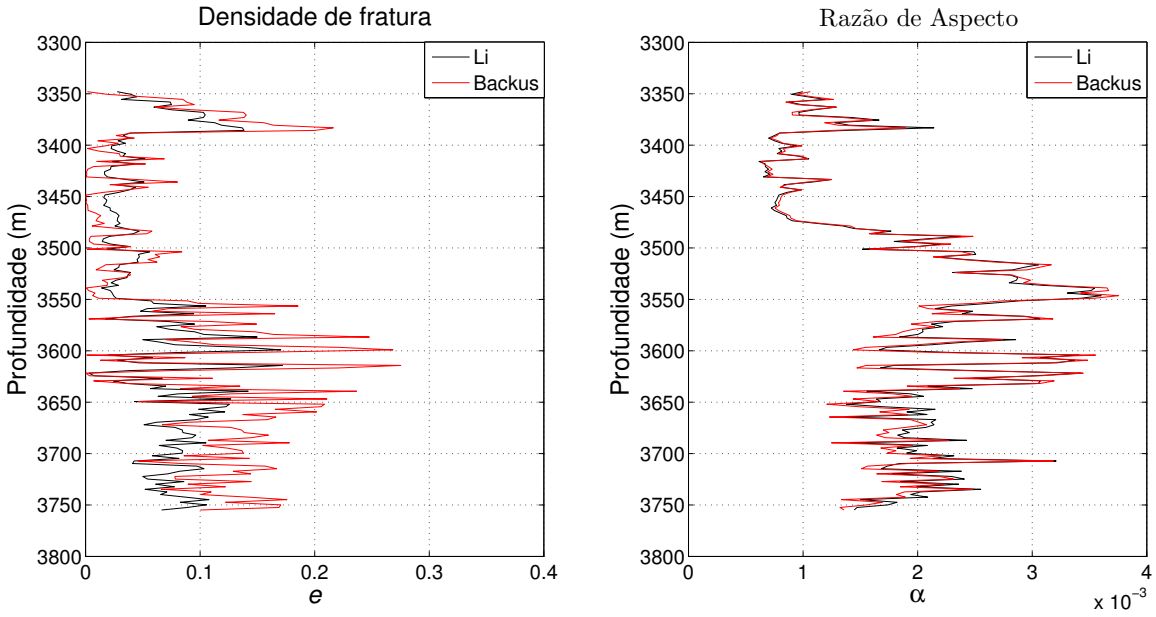
Fonte: Autor

Figura 4.25 – Perfis de densidade de fratura ou fissura e razão de aspecto para o meio VTI referente ao poço C1H.



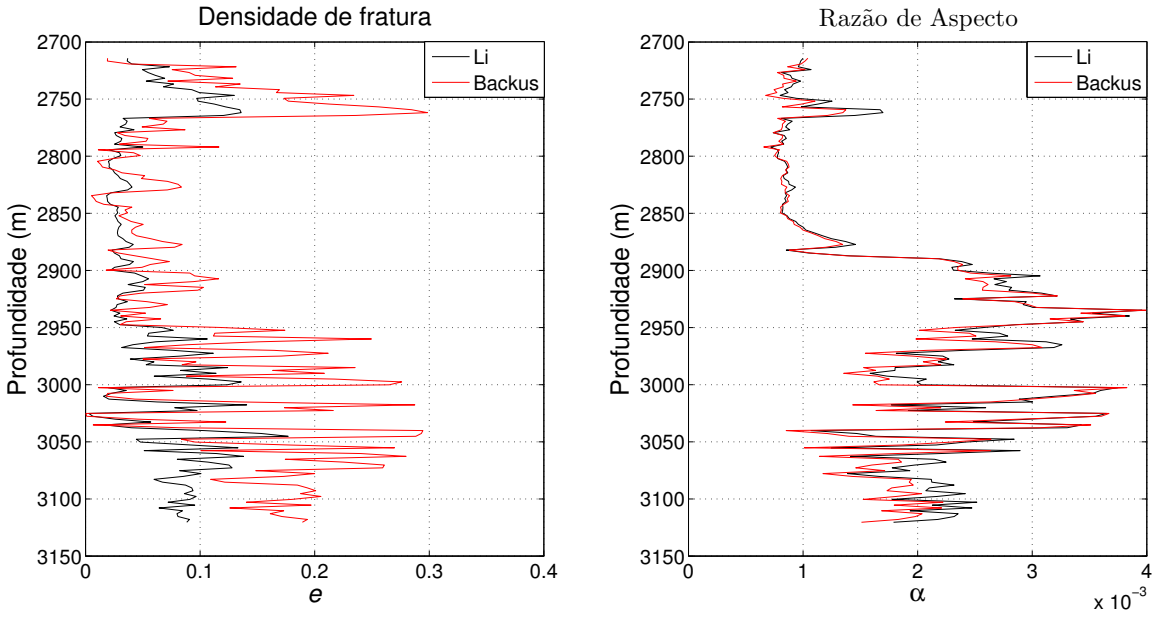
Fonte: Autor

Figura 4.26 – Perfis de densidade de fratura ou fissura e razão de aspecto para o meio VTI referente ao poço C3H.



Fonte: Autor

Figura 4.27 – Perfis de densidade de fratura ou fissura e razão de aspecto para o meio VTI referente ao poço D4H.



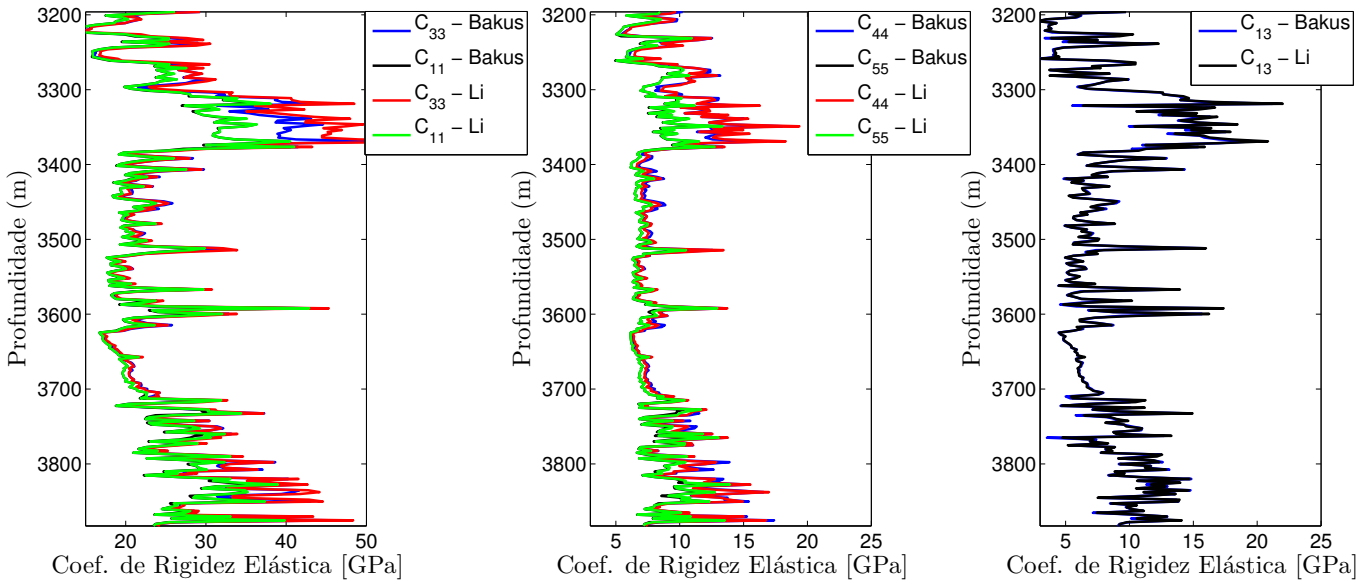
Fonte: Autor

Analisando as Figuras acima, nota-se que existe um bom ajuste entre as curvas para a razão de aspecto em todos os poços. Já para a densidade de fratura os valores obtidos pelas duas metodologias apresentam comportamento similar, porém deslocados ao longo de todo o perfil. Como a densidade de fratura está diretamente relacionada ao parâmetro γ através das equações (2.18) e (2.19) e analisando os perfis deste parâmetro, percebe-se que este deslocamento ocorre devido a difereça dos valores obtidos pelas duas metodologias, sendo que tais deslocamentos estão em torno de 5% nas regiões dos quatro primeiros poços. Já no poço D4H algumas regiões ultrapassam os 10%.

4.3 Caso 3 - Meio HTI

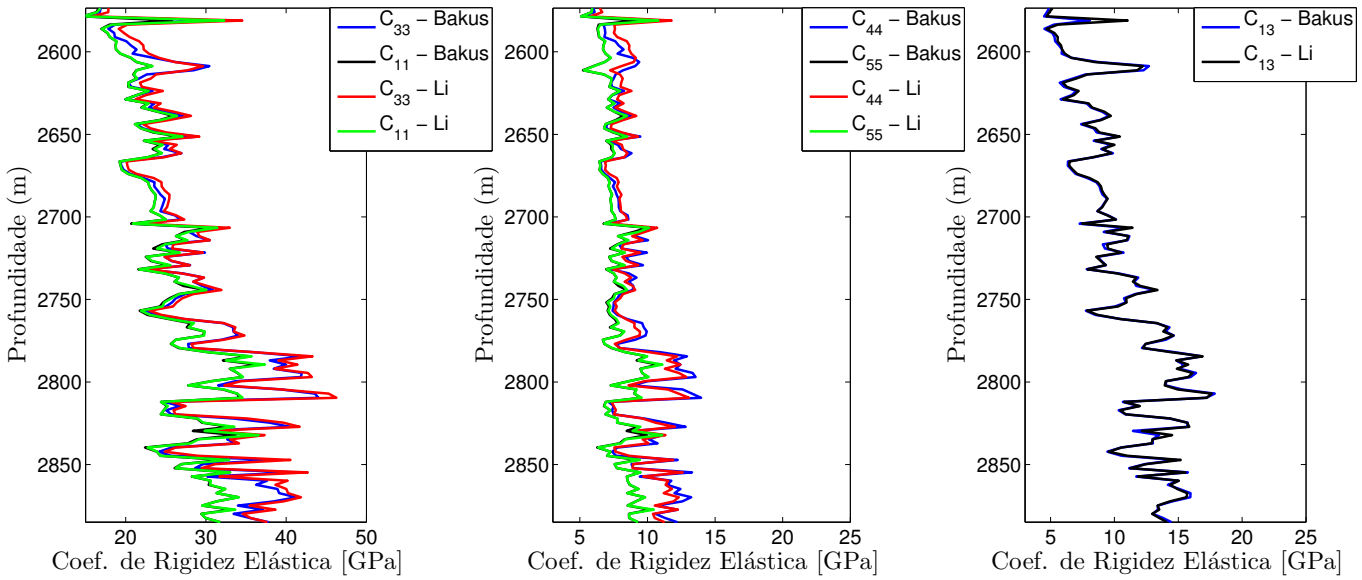
Para o meio HTI os coeficientes da matriz de rigidez elástica foram obtidos utilizando as equações ((2.8),..., (2.12)) por meio dos resultados calculados para o meio VTI e utilizando a relação de equivalência, equações (2.13) e (2.14), entre os meios (TSVANKIN, 1997; RüGER, 1997). Através destes coeficientes, os parâmetros anisotrópicos para o meio HTI podem ser estimados. As Figuras (4.27,..., 4.31) mostram a distribuição dos componentes do tensor de rigidez elástica do meio em função da profundidade.

Figura 4.28 – Coeficente de rigidez elástica para o meio HTI referente ao poço B4AH.



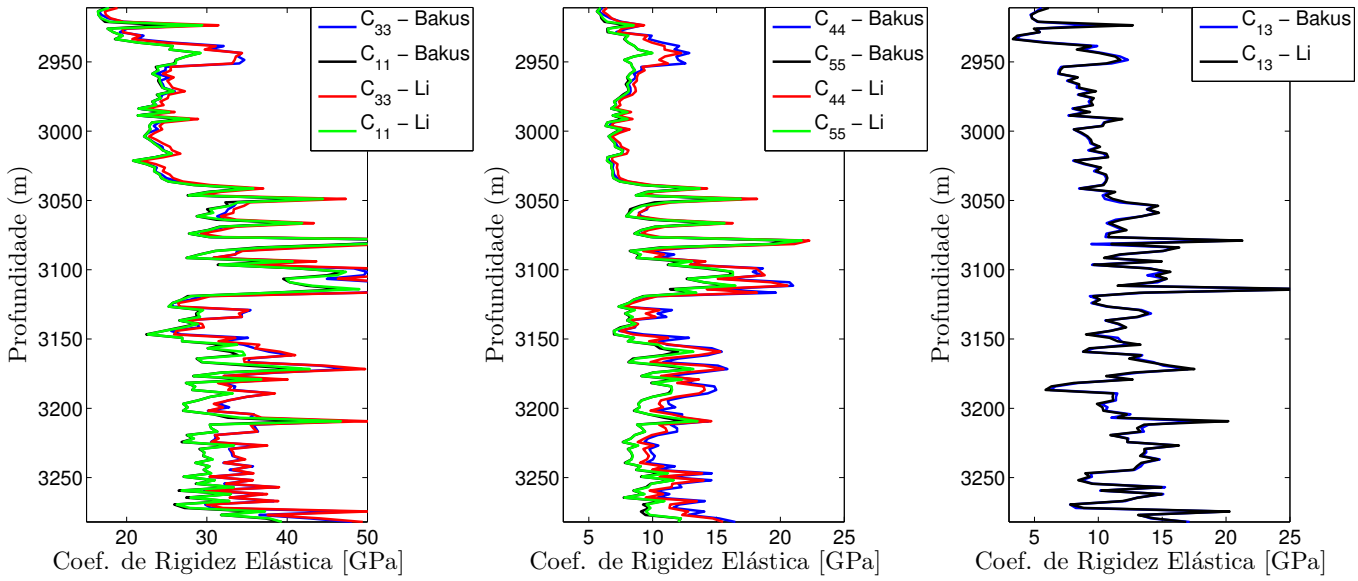
Fonte: Autor

Figura 4.29 – Coeficente de rigidez elástica para o meio HTI referente ao poço B4H.



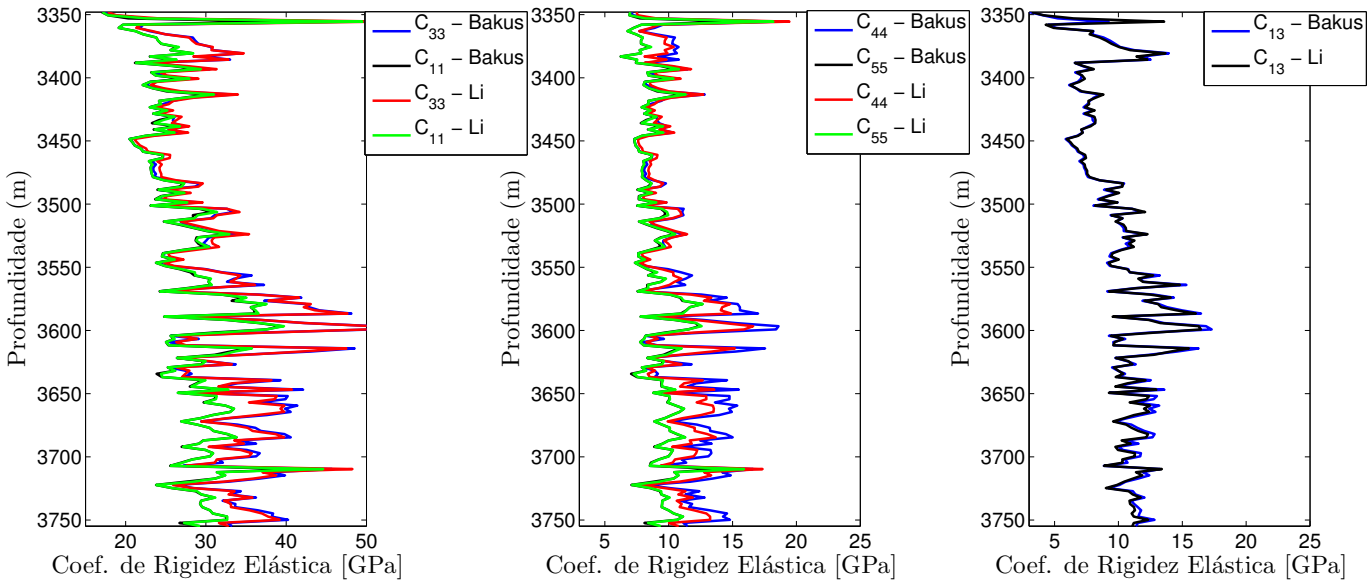
Fonte: Autor

Figura 4.30 – Coeficente de rigidez elástica para o meio HTI referente ao poço C1H.



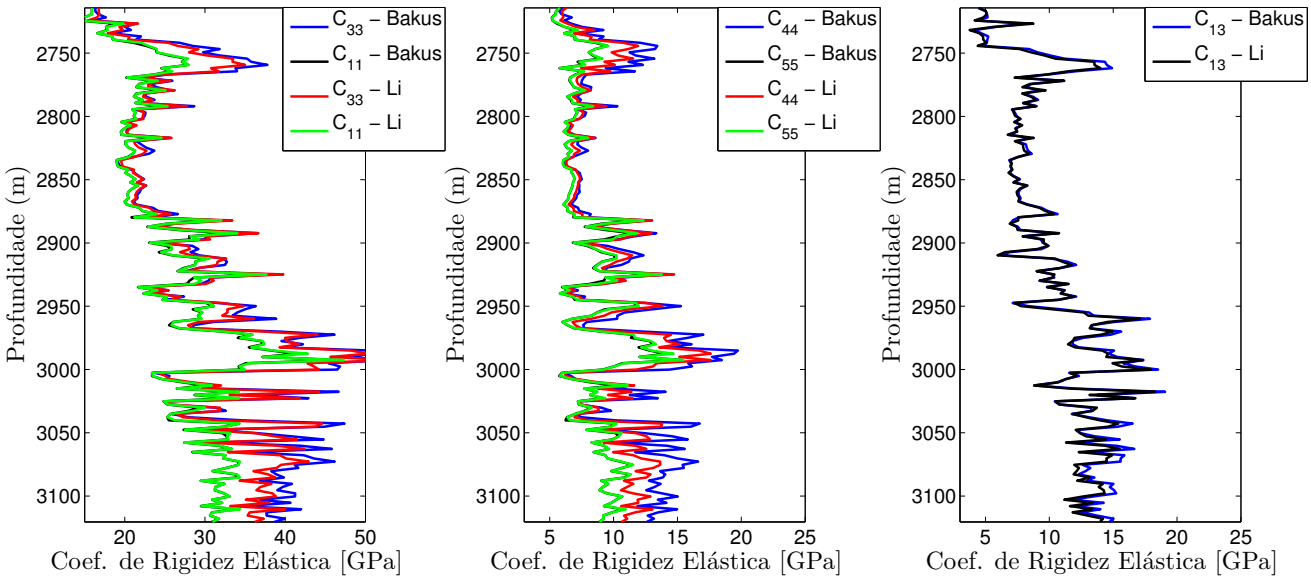
Fonte: Autor

Figura 4.31 – Coeficente de rigidez elástica para o meio HTI referente ao poço C3H.



Fonte: Autor

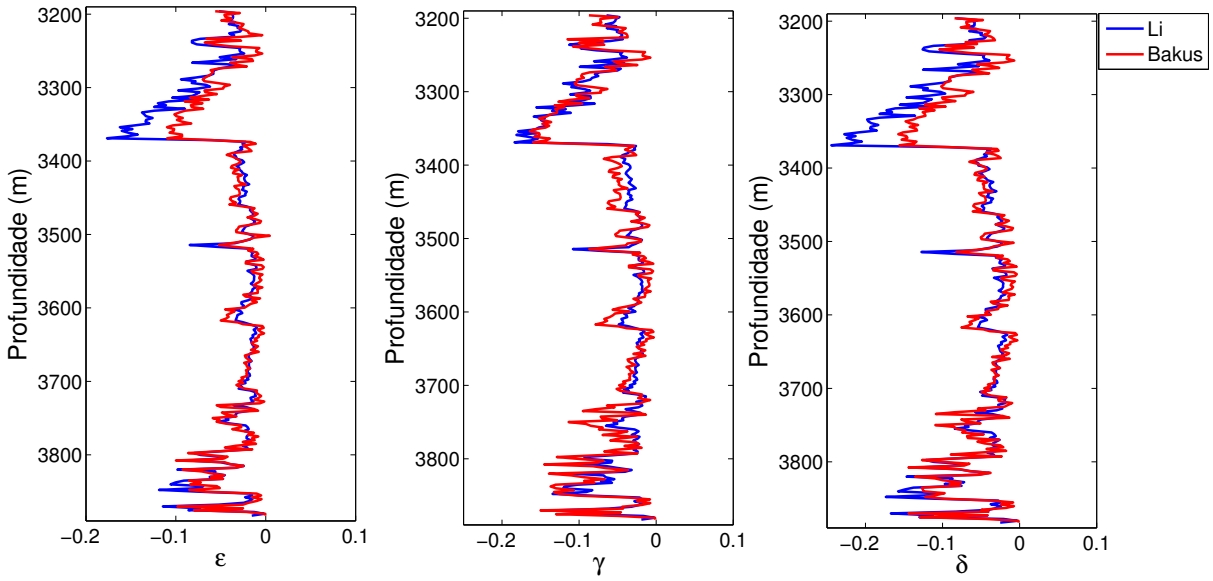
Figura 4.32 – Coeficente de rigidez elástica para o meio HTI referente ao poço D4H.



Fonte: Autor

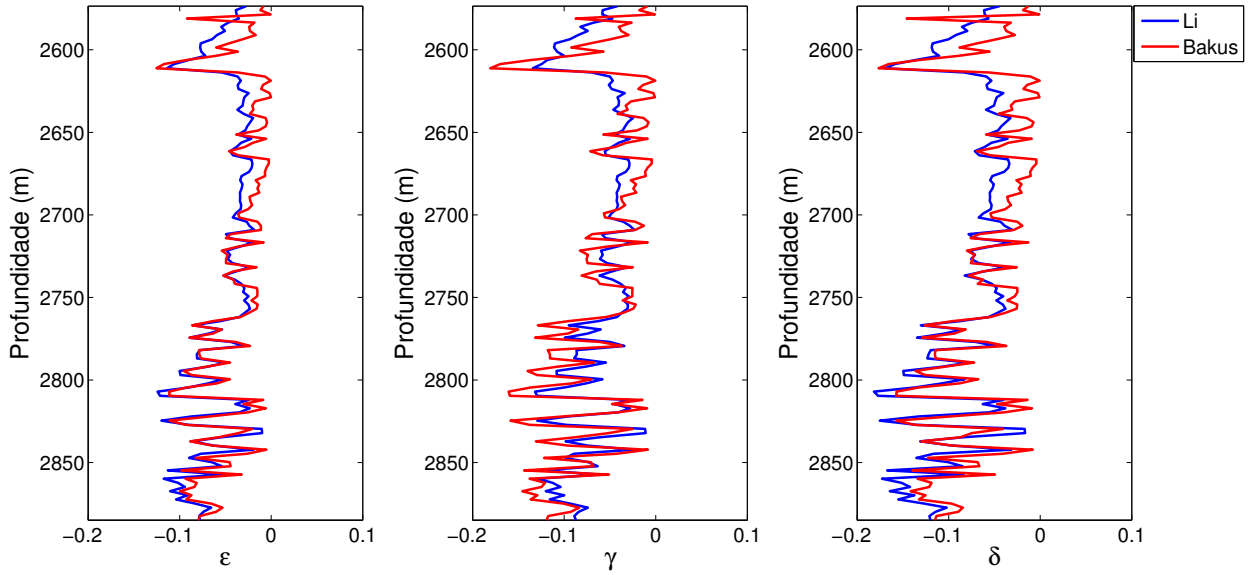
Em todos os poços, as curvas geradas a partir das duas metodologias apresentam comportamento similar. Novamente, devido a anisotropia suposta, as constantes relacionadas a onda P (C_{11},C_{33}) e a onda S (C_{44},C_{55}) diferem entre si. Como esperado, os valores de C_{33} e C_{44} são maiores que os valores de C_{11} e C_{55}, respectivamente. Esta diferença tem a mesma origem que aquela encontrada no meio VTI, com a diferença que C_{11} e C_{55} se propagam paralelamente ao eixo de simetria, enquanto que C_{33} e C_{44} se propagam perpendicularmente a este. As Figuras (4.32,..., 4.36) mostram os parâmetros anisotrópicos calculados utilizando as constantes de rigidez elástica.

Figura 4.33 – Perfis dos parâmetros anisotrópicos para o meio HTI referente ao poço B4AH.



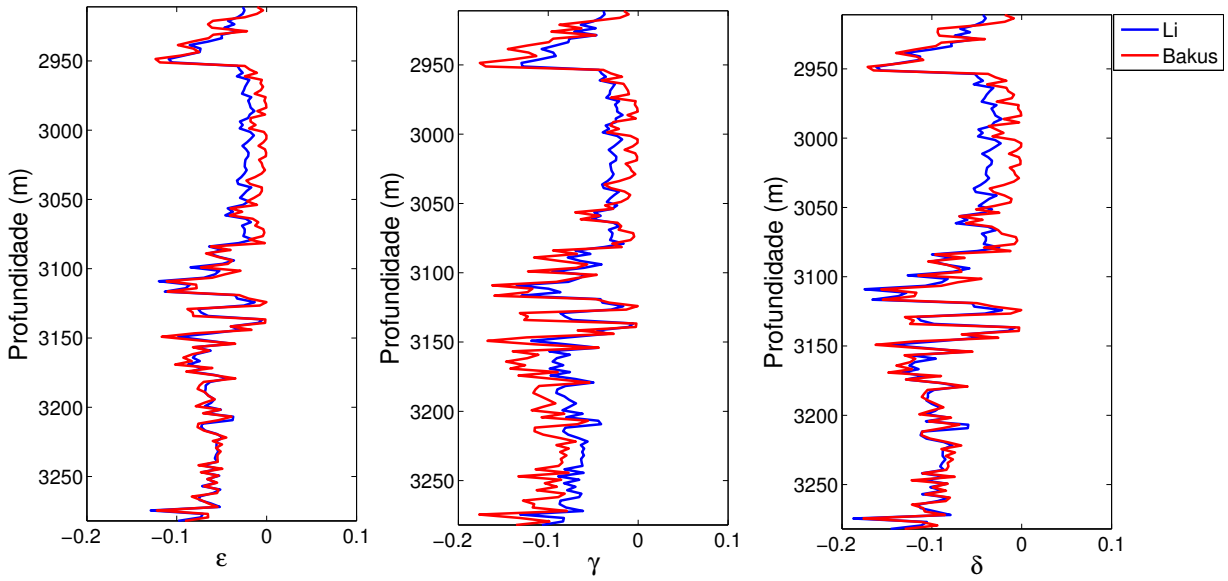
Fonte: Autor

Figura 4.34 – Perfis dos parâmetros anisotrópicos para o meio HTI referente ao poço B4H.



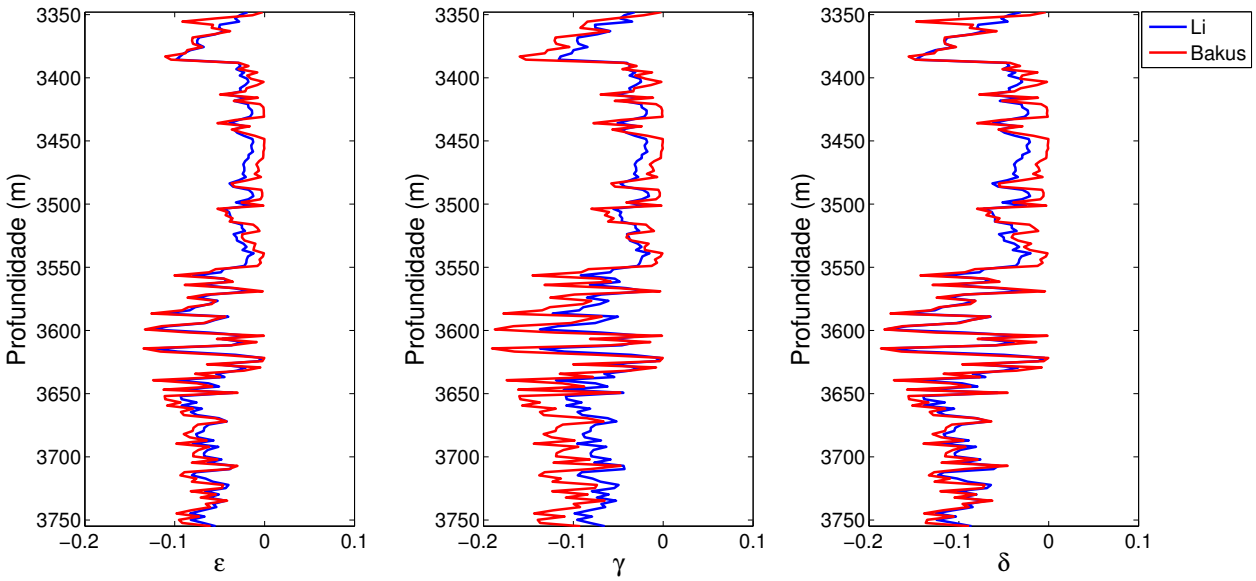
Fonte: Autor

Figura 4.35 – Perfis dos parâmetros anisotrópicos para o meio HTI referente ao poço C1H.



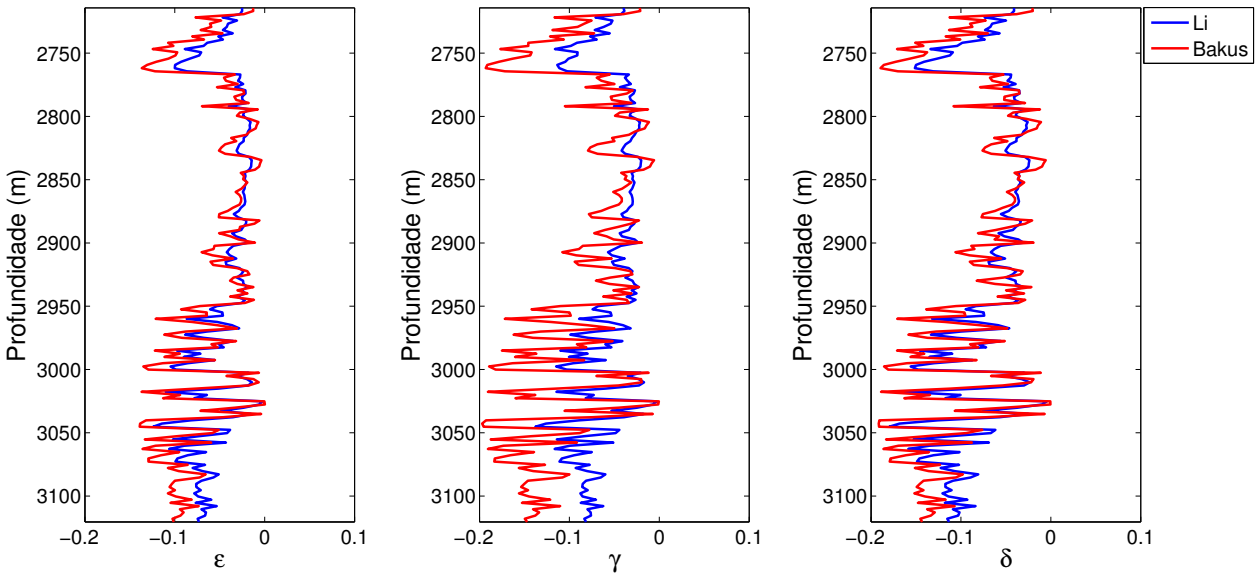
Fonte: Autor

Figura 4.36 – Perfis dos parâmetros anisotrópicos para o meio HTI referente ao poço C3H.



Fonte: Autor

Figura 4.37 – Perfis dos parâmetros anisotrópicos para o meio HTI referente ao poço D4H.

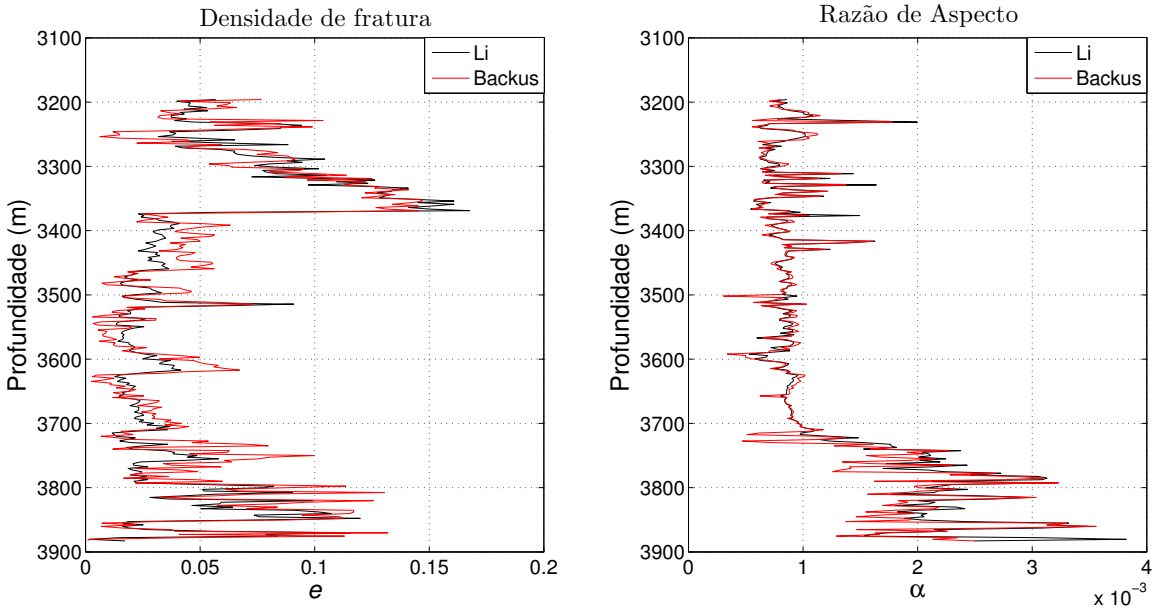


Fonte: Autor

As curvas dos três parâmetros apresentam comportamento similar em todos os poços, porém não apresentando ajuste entre as curvas obtidas entre as duas metodologias. Nota-se que os valores para os três parâmetros são negativos. Isto se deve a relação de equivalência entre os meio VTI e HTI, onde é possível observar, através da equação (2.8) para o meio HTI, que ao utilizar a equivalência, a subtração do numerador resultará em valores negativos. Novamente, os valores absolutos dos parâmetros não ultrapassam 20%, ocasionalmente excedendo este valor.

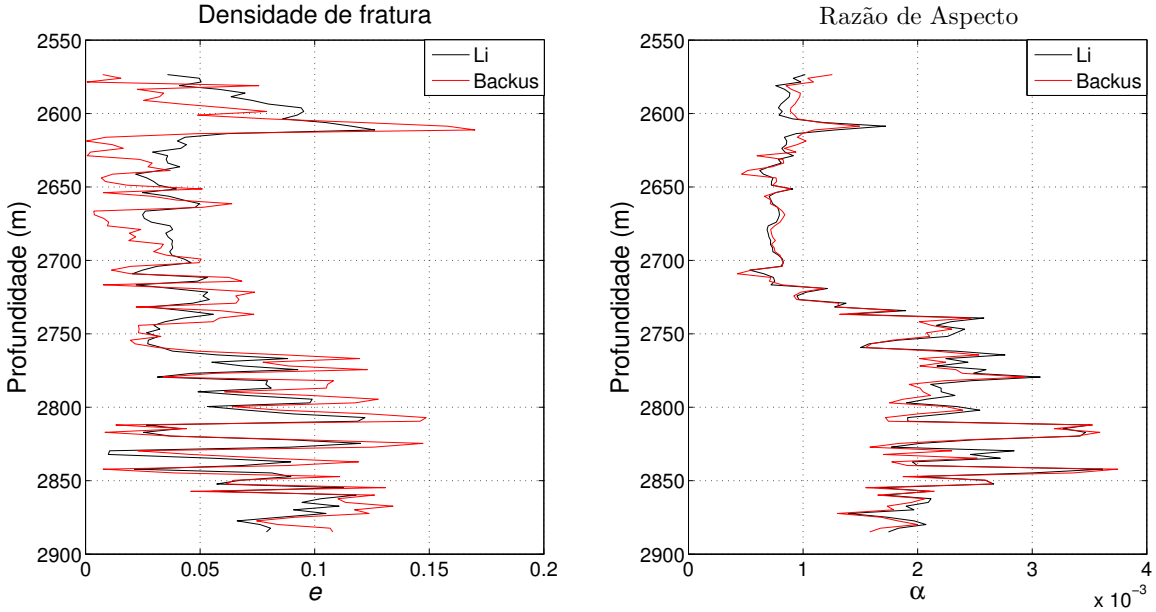
Utilizando a equações (2.15),...,(2.19), é possível calcular a densidade de fratura e a razão de aspecto para o meio HTI. As Figuras mostram estes dois parâmetros em função da profundidade para os cinco poços.

Figura 4.38 – Densidade de fratura de Razão de aspecto para o meio HTI referente ao poço B4AH.



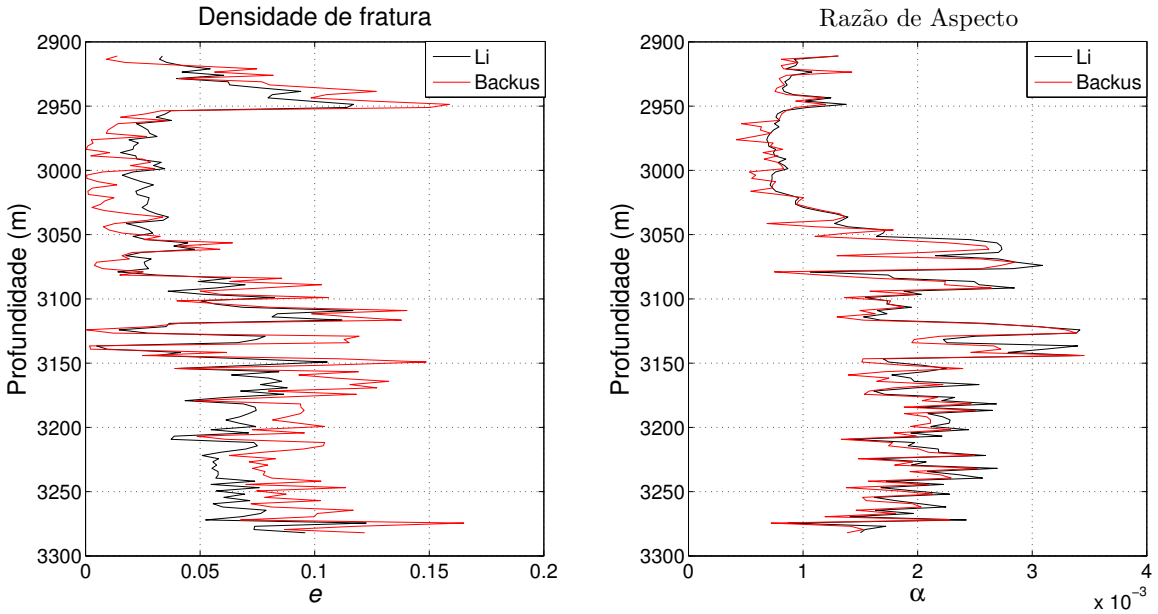
Fonte: Autor

Figura 4.39 – Densidade de fratura de Razão de aspecto para o meio HTI referente ao poço B4H.



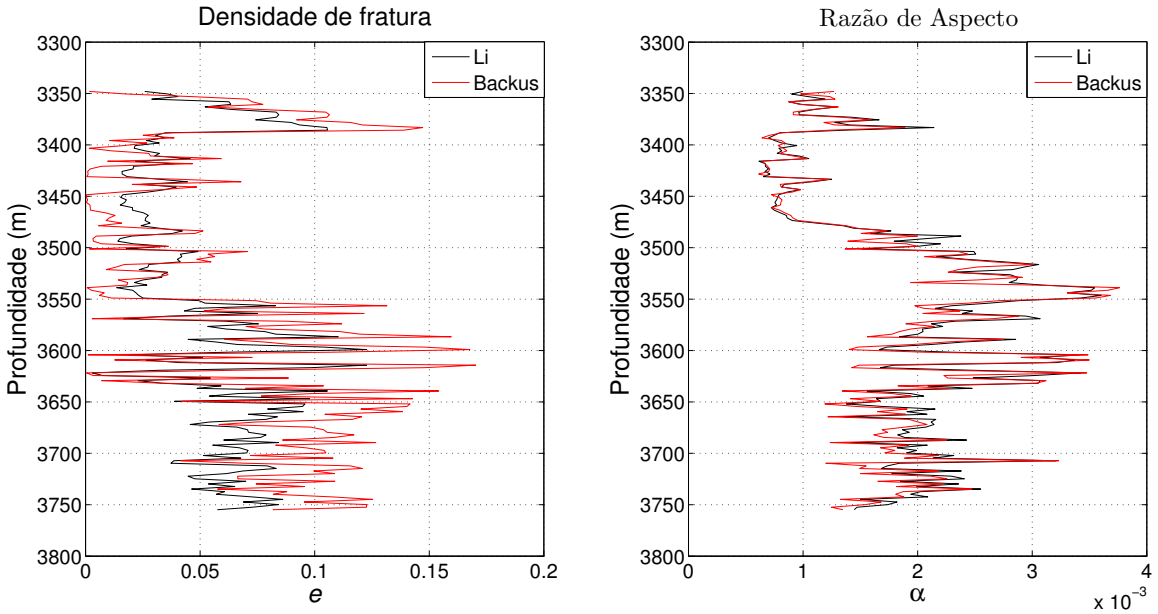
Fonte: Autor

Figura 4.40 – Densidade de fratura de Razão de aspecto para o meio HTI referente ao poço C1H.



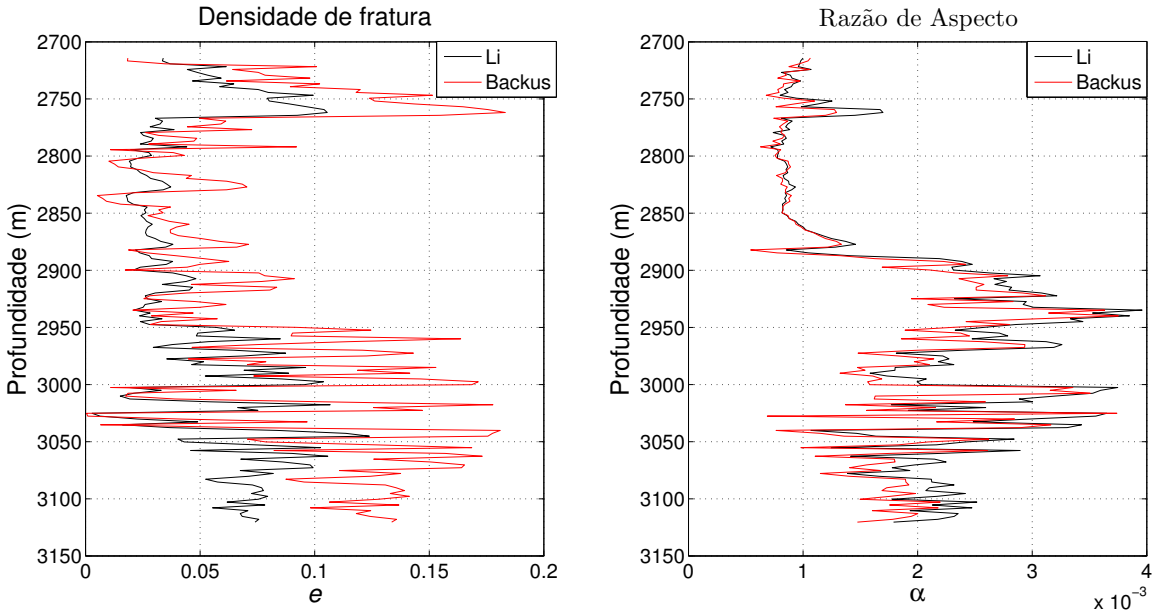
Fonte: Autor

Figura 4.41 – Densidade de fratura de Razão de aspecto para o meio HTI referente ao poço C3H.



Fonte: Autor

Figura 4.42 – Densidade de fratura de Razão de aspecto para o meio HTI referente ao poço D4H.



Fonte: Autor

Analisando as Figuras acima, nota-se, assim como no meio VTI, que existe um bom ajuste entre as curvas para a razão de aspecto em todos os poços, enquanto que para a densidade de fratura os valores obtidos pelas duas metodologias diferem ao longo de todo o perfil, apresentando, porém, um comportamento similar. A justificativa para os diferentes valores obtidos para a densidade de fraturas é a mesma do meio VTI, em que existe uma relação desta propriedade com o parâmetro γ, e as duas metodologias obtiveram valores próximos deste parâmetros, mas não iguais.

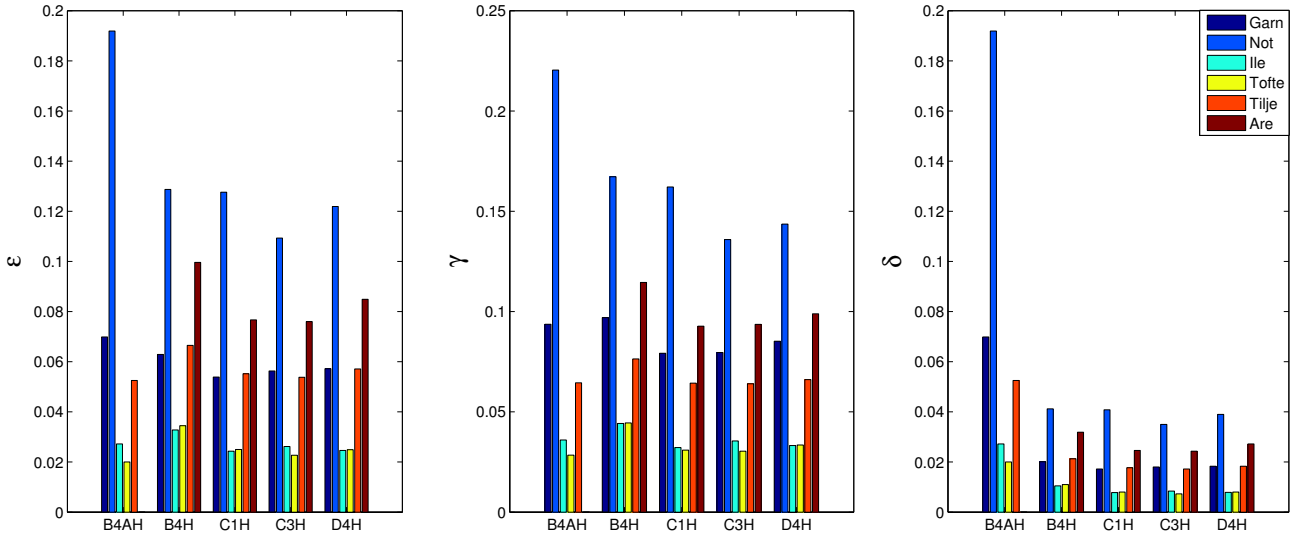
5 DISCUSSÕES

A partir dos resultados apresentados no capítulo anterior, nota-se que há similaridade nos resultados obtidos pelos dois métodos para o cálculo dos parâmetros anisotrópicos de Thomsen, densidade de fratura e razão de aspecto.

Para os perfis dos parâmetros anisotrópicos admensionais, existem dois intervalos de profundidade onde ocorrem os maiores valores. O primeiro está localizado na parte superior em todos os perfis, e consultando a Tabela 3.1, é possível inferir que tais valores estão associados à Formação Not, composta principalmente por folhelhos, que são intrinsecamente anisotrópicos. O outro, na parte inferior dos perfis, corresponde às Formações Tilje e Åre, que também apresentam folhelhos em sua composição. Não só com o volume de folhelho há correspondência entre os maiores valores para os parâmetros anisotrópicos, mas também com os perfis de velocidade da onda P e S. Os maiores picos no gráfico do parâmetro ε correspondem às maiores flutuações nos valores de velocidade da onda P, enquanto que as maiores flutuações observadas no perfil da onda S, correspondem aos maiores valores do perfil do parâmetro γ.

A Fig. 5.1 mostra três gráficos de barra com os valores médios dos parâmetros ε, γ e δ de cada Formação para todos os poços. A partir dele, nota-se a repetição dos valores em todos os poços. O primeiro poço, B4AH, é o único que apresentados valores um pouco a cima em relação aos outros. A Formação Not é a que apresenta maior anisotropia com valores entre 0.1 e 0.2, seguida pela Formação Åre com valores de até 0.1 para o parâmetro ε e um pouco acima de 0.1 para γ. Nota-se que os valores de γ são maiores em todos os poços. Isso quer dizer que as ondas S são mais sensíveis à anisotropia que as ondas P neste campo. No poço B4AH, observa-se que $\varepsilon = \delta$, indicando anisotropia elíptica nessa proximidade. As Formações Ile e Tofte são as que apresentam menor anisotropia.

Figura 5.1 – Valor médio dos parâmetros anisotrópicos de cada formação para cada poço.



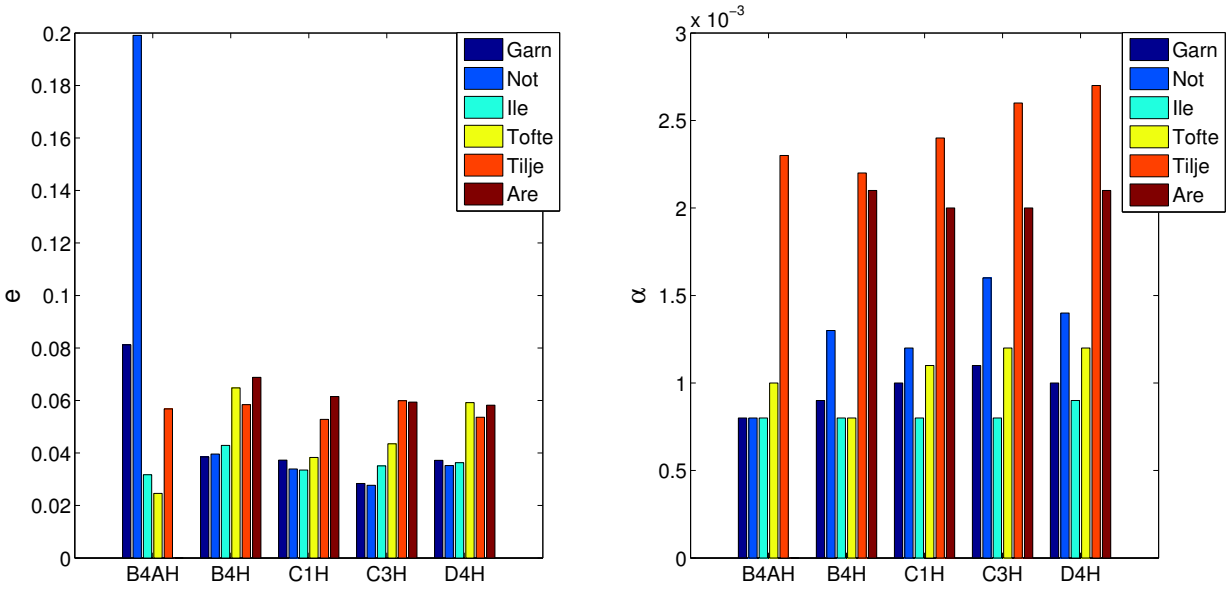
Fonte: Autor

A maior parte dos perfis é vista como sendo fracamente anisotrópica ($|\varepsilon, \delta| < 0.1$), com exceção de limites locais, como os valores apresentados nas profundidades correspondentes às Formações Not, Tilje e Åre. Os valores dos parâmetros calculados mostram algumas variedades de poço para poço, mas a característica geral é a presença de uma seção isotrópica abaixo da Formação Not, com poucos efeitos anisotrópicos locais, em todos os perfis e, entre esta seção, valores que chegam, em módulo, até 0.2 para ε e γ, e valores próximos de 0.1 para o parâmetro δ.

As constantes de rigidez elástica estão relacionadas aos parâmetros anisotrópicos calculados. Os maiores valores de C_{ij} estão posicionados onde ocorrem os maiores valores para os parâmetros ε, γ e δ. Para o caso VTI, os valores dos perfis dos parâmetros anisotrópicos são maiores ou iguais a zero, indicando que a velocidade das ondas que se propagam perpendicularmente ao eixo de simetria são maiores que aquelas que se propagam paralelamente a este eixo. No caso HTI os valores negativos indicam a mesma situação.

A Fig. 5.2 mostra três gráficos de barra com os valores médios da densidade de fratura e razão de aspecto de cada Formação para todos os poços. A partir dela, nota-se que a densidade de fratura e razão de aspecto apresentam comportamento inverso.

Figura 5.2 – Valor médio da densidade de fratura e razão de aspecto de cada formação para cada poço.



Fonte: Autor

Os maiores valores de densidade de fratura estão localizados nas seções onde ocorrem os maiores valores de volume de folhelho, flutuações máximas nos valores de velocidade das ondas P e S, nas máximas flutuações dos valores de saturação de água, e consequentemente nos valores dos parâmetros anisotrópicos, enquanto que os valores de razão de aspecto variam com a profundidade mas apresentam similaridades entre cada poço. Os máximos valores de densidade de fratura alcançam os 15% em poucas partes da curva e em média 20% apenas na formação Not do poço B4AH, enquanto não excede 1% na maior parte dos perfis e também na Fig. 5.2. Dessa forma, podemos inferir que tais fraturas estejam relacionadas às camadas que apresentam folhelho em sua composição.

Baseado na análise dos parâmetros ε, γ e δ, e da densidade de fratura e razão de aspecto, as características anisotrópicas da área são consistentes para os diferentes perfis. Pode-se considerar que a Formação Not é um datum para correlacionar estas características. Isto sugere a possibilidade de calcular os parâmetros anisotrópicos para os demais poços mostrados na Figura 4.1 e interpolar os valores para uso no processamento sísmico.

6 CONCLUSÃO

Neste trabalho, nós quantificamos a anisotropia, calculando os parâmetros anisotrópicos de Thomsen, de uma área do campo de Norne na Noruega a partir de dados de seis poços utilizando duas metodologias: Li (2006) e as médias de Backus. Estas metodologias forneceram os parâmetros necessários para caracterizar um meio VTI/HTI dependente da profundidade, baseado em medidas verticais comumente disponíveis em perfis geofísicos de poço modernos (LINER; FEI, 2006). Consideramos que o meio é transversalmente isotrópico e, inicialmente, calculamos os parâmetros para o caso VTI. O caso HTI foi obtido através do meio VTI utilizando as relações (2.13) e (2.14). Medidas de laboratório é a maneira mais confiável para determinar a anisotropia intrinseca de uma rocha. No entanto, as formulações utilizando dados de poço podem fornecer essa informação de forma qualitativa.

As duas metodologias mostraram resultados satisfatórios, levando-se em consideração que apresentam formas bem diferentes para o cálculo dos parâmetros anisotrópicos, consequentemente para a obtenção dos coeficientes de rigidez elástica. Li (2006) leva em consideração a propagação de ondas elásticas em minerais de quartzo, enquanto que a teoria de Backus (1962) não requer este detalhe. Por outro lado, a teoria de Backus (1962), neste estudo, para o cálculo das constantes elásticas, necessita de valores iniciais das constantes anisotrópicas. Apesar de as Formações geológicas apresentarem composição diferente de apenas quartzo, e os valores iniciais dos parâmetros anisotrópicos virem de uma região próxima, conclui-se que, apesar dessas limitações, os resultados foram satisfatórios utilizando tais metodologias. Desse modo, caso os valores iniciais das constantes ε, γ e δ não forem conhecidos, é possível entrar com os valores calculados a partir do método de Li (2006) e calcular os coeficientes C_{ij} usando as médias de Backus (1962). A densidade de fratura pode ser facilmente calculada uma vez que os coeficientes de rigidez elástica forem conhecidos. Para calcular a razão de aspecto, além de tais coeficientes, é necessário que a saturação de água seja conhecida.

Examinando os perfis dos parâmetros anisotrópicos calculados para os cinco poços estudados localizados no campo de Norne, a seção estratigráfica desta região apresenta um caráter fracamente anisotrópico, com exceção de picos locais que ultrapassam o valor de 0.2 para ε e γ. Os valores do parâmetro δ são pequenos, não passando de 0.05. Dados experimentais para a corroboração desses resultados não estão disponíveis. Este teste é fundamental para uma análise mais apurada com respeito aos resultados obtidos utilizando as duas metodologias.

Por conta das diferenças entre os coeficientes de rigidez elástica devido a anisotropia, e consequentemente a variação da velocidade das ondas com a direção de investigação, esta não pode ser ignorada no processamento e interpretação sísmica, especialmente quando camadas de folhelho estiverem presentes e forem mais espessas que o comprimento de onda sísmico. Para processamento usando famílias com afastamento curto (ângulo de incidência < 20 graus), o efeito da anisotropia é relativamente insignificante. Entretanto, para longos afastamentos, as imagens sísmicas podem ser muito distorcidas e o efeito da variação da amplitude com o afastamento (AVO) pode estar errado se a isotropia for assumida (WANG, 2002b).

REFERÊNCIAS

BACKUS, G. E. Long-wave elastic anisotropy produced by horizontal layering. *Journal of Geophysical Research*, v. 67, n. 11, p. 4427–4440, 1962. ISSN 2156-2202. Disponível em: <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/JZ067i011p04427/abstract>.

BANSAL, R. Seismic characterization of naturally fractured reservoirs. maio 2007. Disponível em: <http://repositories.lib.utexas.edu/handle/2152/3767>.

CHESNOKOV, E.; BAYUK, I. O.; AMMERMAN, M. Determination of shale stiffness tensor from standard logs. *Geophysical Prospecting*, v. 58, n. 6, p. 1063–1082, 2010. ISSN 1365-2478. Disponível em: <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1111/j.1365-2478.2010-.00864.x/abstract>.

CLAVIER, C.; HOYLE, W.; MEUNIER, D. Quantitative interpretation of TDT logs. parts I and II. journal of petroleum technology,. *Journal of Petroleum Technology*, v. 23, p. 743–763, 1971.

DOUMA, J. The effect of the aspect ratio on crack-induced anisotropy1. *Geophysical Prospecting*, v. 36, n. 6, p. 614–632, 1988. ISSN 1365-2478. Disponível em: <http:/-/onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1111/j.1365-2478.1988.tb02183.x/abstract>.

GUREVICH, B. Elastic properties of saturated porous rocks with aligned fractures. *Journal of Applied Geophysics*, p. 203–218, 1999. ISSN 0926-9851.

IKELLE, L.; AMUNDSEN, L. *Introduction to petroleum seismology*. [S.l.]: SEG Books, 2005.

KUMAR, D. Applying backus averaging for deriving seismic anisotropy of a long-wavelength equivalent medium from well-log data. *Journal of Geophysics and Engineering*, v. 10, n. 5, p. 055001, out. 2013. ISSN 1742-2140. Disponível em: <http://iopscience.iop.org/1742-2140/10/5/055001>.

LARIONOV, V. V. *Borehole radiometry*. Nedra: [s.n.], 1971.

LI, Y. An empirical method for estimation of anisotropic parameters in clastic rocks. *The Leading Edge*, v. 25, n. 6, p. 706–711, jun. 2006. ISSN 1070-485X,. Disponível em: <http://tle.geoscienceworld.org/content/25/6/706>.

LINER, C. L.; FEI, T. W. Layer-induced seismic anisotropy from full-wave sonic logs: Theory, application, and validation. *Geophysics*, v. 71, n. 6, p. D183–D190, nov. 2006. ISSN 0016-8033, 1942-2156. Disponível em: <http://geophysics.geoscienceworld.org/content/71-/6/D183>.

MAVKO, G.; MUKERJI, T.; DVORKIN, J. *The rock physics handbook: tools for seismic analysis of porous media*. 2nd edition. ed. Cambridge, UK ; New York: Cambridge University Press, 2009.

NARONGSIRIKUL, S.; MONDOL, N.; JAHREN, J. Velocity anisotropy of unconsolidated sands and its relation to induced stress response. In: . [s.n.], 2014. Disponível em: <http://earthdoc.eage.org/publication/publicationdetails/?publication=75809>.

NERY, G. G. *Perfilagem geofísica em poço aberto: fundamentos básicos com ênfase em petróleo*. [s.n.], 2013. Disponível em: <http://www.skoob.com.br/livros/perfilagem-geofisica-em-poco-aberto-fundamentos-basicos-com-enfase-em-petroleo/412859ed468729>.

OUGIER-SIMONIN, A.; SAROUT, J.; GUéGUEN, Y. A simplified model of effective elasticity for anisotropic shales. *Geophysics*, v. 74, n. 3, p. D57–D63, maio 2009. ISSN 0016-8033, 1942-2156. Disponível em: <http://geophysics.geoscienceworld.org/content/74-/3/D57>.

RUEDA, J. et al. Methodology to determine density of microfracture on rocks from anisotropics parameters: an approximation in synthetics cores. *Boletin de Geología*, v. 32, n. 1, p. 79–93, jun. 2010.

RüGER, A. P-wave reflection coefficients for transversely isotropic models with vertical and horizontal axis of symmetry. *Geophysics*, v. 62, n. 3, p. 713–722, maio 1997. ISSN 0016-8033, 1942-2156. Disponível em: <http://geophysics.geoscienceworld.org/content/62/3/713>.

SCHOENBERG, M.; DOUMA, J. Elastic wave propagation in media with parallel fractures and aligned cracks1. *Geophysical Prospecting*, v. 36, n. 6, p. 571–590, 1988. ISSN 1365-2478. Disponível em: <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1111/j.1365-2478.1988.tb02181.x-/abstract>.

SHEARER, P. M. *Introduction to seismology*. 2 edition. ed. Cambridge: Cambridge University Press, 2009. ISBN 9781108009102.

SIL, S. Fracture parameter estimation from well-log data. *Geophysics*, v. 78, n. 3, p. D129–D134, maio 2013. ISSN 0016-8033, 1942-2156. Disponível em: <http://geophysics-.geoscienceworld.org/content/78/3/D129>.

SONDERGELD, C. H.; RAI, C. S. Elastic anisotropy of shales. *The Leading Edge*, v. 30, n. 3, p. 324–331, mar. 2011. ISSN 1070-485X,. Disponível em: <http://tle.geoscienceworld-.org/content/30/3/324>.

STATOIL. *Norne field reservoir management plan*. [S.l.], 2001.

STIEBER, S. Pulsed neutron capture log evaluation - louisiana gulf coast. In: . [S.l.]: Society of Petroleum Engineers, 1970. p. 1–7.

THOMSEN, L. Weak elastic anisotropy. *Geophysics*, v. 51, n. 10, p. 1954–1966, out. 1986. ISSN 0016-8033, 1942-2156. Disponível em: <http://geophysics.geoscienceworld.org-/content/51/10/1954>.

TSUNEYAMA, F.; MAVKO, G. Velocity anisotropy estimation for brine-saturated sandstone and shale. *The Leading Edge*, v. 24, n. 9, p. 882–888, set. 2005. ISSN 1070-485X,. Disponível em: <http://tle.geoscienceworld.org/content/24/9/882>.

TSVANKIN, I. Reflection moveout and parameter estimation for horizontal transverse isotropy. *Geophysics*, v. 62, n. 2, p. 614–629, mar. 1997. ISSN 0016-8033, 1942-2156. Disponível em: <http://geophysics.geoscienceworld.org/content/62/2/614>.

VALLINA, A. U. *Principles of seismology*. [S.l.]: Cambridge University Press, 1999.

VERNIK, L.; LIU, X.; NUR, A. Effect of kerogen on velocity anisotropy in source rocks. *Society of Exploration Geophysicists*, p. 323–326. Disponível em: <https://www.spwla.org>.

WANG, Z. Seismic anisotropy in sedimentary rocks, part 1: a single-plug laboratory method. *Geophysics*, v. 67, n. 5, p. 1415–1422, set. 2002. ISSN 0016-8033, 1942-2156. Disponível em: <http://geophysics.geoscienceworld.org/content/67/5/1415>.

WANG, Z. Seismic anisotropy in sedimentary rocks, part 2: laboratory data. *Geophysics*, v. 67, n. 5, p. 1423–1440, set. 2002. ISSN 0016-8033, 1942-2156. Disponível em: <http://geophysics.geoscienceworld.org/content/67/5/1423>.

ZHU, P. et al. Inverting reservoir crack density from p-wave AVOA data. *Journal of Geophysics and Engineering*, v. 1, n. 2, p. 168, jun. 2004. ISSN 1742-2140. Disponível em: <http://iopscience.iop.org/1742-2140/1/2/010>.

APÊNDICES

APÊNDICE A – EQUAÇÃO DE CHRISTOFFEL

O movimento de uma partícula em cada ponto dentro de um volume é descrito pelas forças que atuam em seu interior e pelas tensões na superfície externa deste. Se nenhuma força de corpo (body force) estiver sendo aplicada, a equação do movimento, na forma tensorial, é escrita como,

$$\rho\ddot{u}_i = \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j}. \tag{A.1}$$

Esta é conhecida como equação homogênea do movimento. Ela descreve a propagação de ondas sísmicas exceto na fonte. Substituindo (2.1) em (A.1) temos,

$$\rho\ddot{u}_i = \frac{\partial}{\partial x_j}\left(C_{ijkl}\epsilon_{kl}\right). \tag{A.2}$$

Se C_{ijkl} for constante, então

$$\rho\ddot{u}_i = C_{ijkl}\frac{\partial \epsilon_{kl}}{\partial x_j}. \tag{A.3}$$

Como $\epsilon_{kl} = \frac{1}{2}\left(\frac{\partial u_k}{\partial x_l} + \frac{\partial u_l}{\partial x_k}\right)$, a equação (A.3) fica,

$$\rho\ddot{u}_i = C_{ijkl}\frac{\partial}{\partial x_j}\left[\frac{1}{2}\left(\frac{\partial u_k}{\partial x_l} + \frac{\partial u_l}{\partial x_k}\right)\right]. \tag{A.4}$$

Uma vez que C_{ijkl} é simétrico em relação a k e l, pode-se permutar estes índices no segundo termo dentro dos parênteses da equação (A.4),

$$\rho\ddot{u}_i = C_{ijkl}\frac{\partial}{\partial x_j}\left[\frac{1}{2}\left(\frac{\partial u_k}{\partial x_l} + \frac{\partial u_k}{\partial x_l}\right)\right],$$

$$\rho\ddot{u}_i = C_{ijkl}\frac{\partial}{\partial x_j}\left(\frac{\partial u_k}{\partial x_l}\right). \tag{A.5}$$

Assumindo a solução da equação (A.5) por aproximação de onda plana, temos:

$$u_i = U_i e^{-i\omega(t-P_j x_j)}, \tag{A.6}$$

onde $P_j = \frac{1}{V} n_j$ é o vetor vagarosidade e n é o vetor unitário ortogonal à frente de onda. Aplicando as derivadas da equação (A.5) em (A.6) e fazendo as simplificações, temos:

$$\rho U_i = U_k C_{ijkl} P_j P_l, \tag{A.7}$$

$$\rho U_i \delta_{ik} = U_i C_{ijkl} \frac{n_j}{V} \frac{n_l}{V}, \tag{A.8}$$

$$\rho V^2 \delta_{ik} = U_i C_{ijkl} n_j n_l, \tag{A.9}$$

$$G_{ik} = C_{ijkl} n_j n_l, \tag{A.10}$$

$$U_i G_{ik} - \rho V^2 \delta_{ik} U_i = 0, \tag{A.11}$$

e finalmente,

$$(G_{ik} - \rho V^2 \delta_{ik}) U_i = 0. \tag{A.12}$$

A equação (A.11) é a forma compacta da equação de Christoffel. Esta descreve um problema de autovalores (ρV^2) e autovetores (U_i) com os autovalores determinados por:

$$det\Big[G_{ik} - \rho V^2 \delta_{ik}\Big] = 0. \tag{A.13}$$

Para qualquer direção n_j em um meio anisotrópico, a solução da equação (A.13) fornece três possíveis valores da velocidade ao quadrado V. Uma delas é a velocidade da onda P e as outras duas referentes a onda S. Dependendo da direção, pode ocorrer a divisão da onda S, denominadas de onda lenta e rápida, exceto em direções onde ambas coincidem.

APÊNDICE B – MÉDIA DE BACKUS

Considerando uma quantidade dependente da profundidade $f(z)$, a média de tal quantidade é dada por:

$$< f(z) >= \frac{1}{N} \int_0^z f(z')\,\mathrm{d}z', \tag{B.1}$$

no qual os símbolos de maior e menor denotam a média da quantidade. Como a teoria dos meios efetivos descreve as propriedades macroscópicas de um material, se este for composto por N elementos, a média é efetuada a partir da contribuição de cada elemento que constitui o material, sendo que

$$f(z)^e = \left\langle \frac{1}{f(z)} \right\rangle^{-1} \quad \text{(Média harmônica)} \tag{B.2}$$

e

$$f(z)^e = \langle f(z) \rangle \qquad \text{(Média aritmética).} \tag{B.3}$$

As quantidades de interesse, neste trabalho, são os coeficientes do tensor de rigidez elástica. O procedimento para o cálculo envolve a utilização das curvas de velocidade das ondas P e S e de densidade, além dos três parâmetros anisotrópicos adimensionais ε, γ e δ. A equação mostra a relação dos valores de entrada com os coeficientes de rigidez elástica para um meio VTI.

$$C_{11} = (1 + 2\varepsilon)\rho V_{P_0}^2, \tag{B.4}$$

$$C_{13} = \rho\sqrt{(V_{P_0}^2 - V_{S_0}^2)(V_{P_0}^2(1 + 2\delta) - V_{S_0}^2)} - \rho V_{S_0}^2, \tag{B.5}$$

$$C_{33} = \rho V_{P_0}^2, \tag{B.6}$$

$$C_{55} = \rho V_{S_0}^2, \tag{B.7}$$

$$C_{66} = (1 + 2\gamma)\rho V_{S_0}^2. \tag{B.8}$$

Substituindo as equações apresentadas acima nas equações (3.12),..., (3.17), obtemos os coeficientes de rigidez elástica para um meio efetivo. A partir desses resultados, é possível calcular os cinco parâmetros de Thomsen, através das equações (B.9),..., (B.13).

$$V_{P_0}^e = \sqrt{\frac{C_{33}^e}{\rho^e}}, \tag{B.9}$$

$$V_{S_0}^e = \sqrt{\frac{C_{55}^e}{\rho^e}}, \tag{B.10}$$

$$\varepsilon^e = \frac{C_{11}^e - C_{33}^e}{2C_{33}^e}, \tag{B.11}$$

$$\gamma^e = \frac{C_{66}^e - C_{55}^e}{2C_{44}^e}, \tag{B.12}$$

$$\delta^e = \frac{(C_{13}^e + C_{55}^e)^2 - (C_{33}^e - C_{55}^e)^2}{2C_{33}^e\,(C_{33}^e - C_{55}^e)}. \tag{B.13}$$