

**UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE**  
**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**  
**DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA E GEOFÍSICA**  
**CURSO DE PÓS GRADUAÇÃO EM DINÂMICA DOS OCEANOS E DA**  
**TERRA**

**Interpretação sísmica e análise de AVO na porção onshore da**  
**Sub-bacia de Alagoas**

**Gabriel Meliato Battiston Vilela**

**Niterói – RJ**

**2018**

GABRIEL MELIATO BATTISTON VILELA

Interpretação sísmica e análise de AVO na porção onshore da Sub-  
bacia de Alagoas

Dissertação submetida ao departamento de geologia e geofísica da Universidade Federal Fluminense, como requisito final para obtenção do título de mestre em Dinâmica dos Oceanos e da Terra, ênfase em Geologia e Geofísica Marinha.

ORIENTADOR: Prof. Cleverson Guizan Silva

Niterói – RJ

2018

GABRIEL MELIATO BATTISTON VILELA

Interpretação sísmica e análise de AVO na porção onshore da Sub-  
bacia de Alagoas

BANCA EXAMINADORA

---

Prof. Cleverson Guizan Silva - UFF/LAGEMAR

---

Dr. Fernando Barbosa da Silva - PETROBRAS

---

Prof. Luiz Alberto Santos - UFF

---

Prof. Rogério de Araújo Santos - PETROBRAS

Niterói – RJ

2018

*“A ciência, como um todo, não é nada mais do  
que um refinamento do pensar diário”*

Albert Einstein

## AGRADECIMENTOS

Ao Prof. Cleverson, pela orientação deste trabalho e todo conhecimento transmitido.

A Prof. Beatriz Quintal, pelas sugestões fundamentais para o desenvolvimento desta dissertação.

Aos profissionais Rogério Santos, Luiz Alberto e Fernando Barbosa por aceitaram fazer parte da banca de avaliação.

A geóloga Priscila Schmitt pelas discussões relevantes contribuindo para o enriquecimento deste trabalho.

A toda equipe de profissionais da empresa G3 Óleo e Gás pelo aprendizado nos últimos anos. Um agradecimento especial ao geólogo Fernando Esteves que me incentivou ao início deste projeto e ao geofísico Antônio José Catto que com muita sabedoria e paciência contribuiu para o enriquecimento do meu aprendizado. Agradeço ainda ao Luís Reis e Moisés Miranda, principais responsáveis pela disponibilidade dos dados sísmicos para realização deste mestrado.

Ao geofísico Allan Chiang pelo incentivo e principalmente pela amizade construída.

Aos professores do departamento de geologia e geofísica da UFF que contribuíram para a pesquisa.

A Capes pela concessão da bolsa de mestrado e a ANP pela disponibilidade dos dados de poços.

## **RESUMO**

A técnica de Amplitude Versus Offset (AVO) permite uma análise da variação dos valores de amplitude em relação aos offsets, que está associada às variações litológicas, porosidade e principalmente fluidos. Esta técnica pode ainda fornecer informações sobre atenuação sísmica e dispersão da velocidade, fenômenos que ocorrem devido à perda de energia da onda ao se propagar pelas heterogeneidades do meio e estão diretamente relacionados com a presença de fluidos nos poros das rochas. A velocidade é dependente da frequência sísmica, portanto, para cada banda de frequência o coeficiente de reflexão possui um valor. Este efeito pode ser modelado através da solução analítica do modelo de White para o cálculo da atenuação sísmica em um meio poroelástico. Neste trabalho foi realizado um mapeamento sísmico na porção onshore da Sub-bacia de Alagoas (NE-Brasil). Toda a análise estrutural e estratigráfica permitiu o reconhecimento de um lobo turbidítico como potencial alvo exploratório. A técnica de AVO foi realizada para discriminar conteúdos de fluido através da geração de atributos Pre-Stack dispostos em crossplots, mapas e seções sísmicas. O fenômeno da atenuação sísmica foi observado através da solução analítica do modelo de White. Posteriormente a decomposição espectral foi revelada para observar a variação dos valores das amplitudes para bandas distintas de frequências. Os resultados obtidos contribuíram para a diminuição do risco exploratório, uma vez que os valores anômalos de amplitude sísmica foram identificados como potenciais indicadores para a presença de fluidos.

Palavras chaves: Interpretação sísmica; Bacia de Alagoas; AVO; atenuação sísmica

## **ABSTRACT**

The Amplitude Versus Offset (AVO) technique allows an analysis of the variation of amplitude values in relation to offsets, which is associated with lithological variations, porosity and mainly fluids. This technique can also provide information about seismic attenuation and velocity dispersion, phenomena that occur due to the losses of wave energy when propagating in the heterogeneities of the medium and it is directly related to the presence of fluid in the pores of the rocks. The velocity has a frequency-dependent character, for each frequency band, the reflection coefficient has a distinct value. This effect can be observed through the analytical solution of White's model for the calculation of the seismic attenuation in a poroelastic medium. In this work, a seismic mapping was performed on the onshore portion of the Alagoas Sub-basin (NE-Brazil). All the structural and stratigraphic analysis provided the recognition of a turbidite lobe as an exploratory potential target. The AVO technique was performed to discriminate fluid contents through the generation of Pre-Stack attributes arranged in crossplots, maps and seismic sections. Subsequently, the phenomenon of the seismic attenuation was observed through White's model. The spectral decomposition was revealed to observe the variation of amplitude values for distinct frequency bands. The results obtained contributed to the reduction of the exploratory risk, since the anomalous values of amplitude could be identified as a potential indicator for the presence of fluids.

**Keywords:** Seismic Interpretation, Alagoas Basin, AVO, seismic attenuation

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Localização e feições geológicas que determinam a divisão da bacia de Sergipe Alagoas. Modificado de ANP, 2011.....	03
Figura 2: Localização da Bacia de Sergipe- Alagoas evidenciando a área de estudo (Mapa elaborado com base nos dados disponíveis no GEOBANK - CPRM).....	04
Figura 3 – Conjunto de dados utilizados neste trabalho: três poços com topos de formação e perfis geofísicos de poços e volume sísmico 3D.....	06
Figura 4 – Fluxograma para execução do trabalho.....	08
Figura 5: Quadro estratigráfico ilustrando a subdivisão em Tratos de Sistemas Tectônicos da Sequência Lacustre na BSA. Reproduzido de Sousa et al. (2007).....	10
Figura 6: Principais falhas da Bacia de Sergipe-Alagoas, estruturas e compartimentos tectônicos. (Lana, 1985 e Falkenheinet al. 1986 apud Cruz, 2008).....	13
Figura 7: Modelo esquemático de acumulação de hidrocarbonetos no campo de Pilar, sub-bacia de Alagoas. Formação Coqueiro Seco e Penedo como principais reservatórios do campo de Pilar. (Modificado de Borba, 1998 apud Milani e Araújo, 2003) .....	15
Figura 8: Mapa de maturação das Formações Coqueiro seco e Barra de Itiúba (ANP/ FUNPEC/UFRN, 2008) inserido em uma imagem de satélite. A imagem superior direita é o mapa estrutural modificado pela ANP / FUNPEC / UFRN, 2008 e a imagem de fundo inferior é parte da carta estratigráfica com sistemas petrolíferos identificados para a área de estudo.....	16
Figura 9: Indicadores diretos de hidrocarbonetos. (Retirado de wiki.aapg.org).....	18



Figura 10 – Exemplo extraído do trabalho de Cross <i>et al.</i> 2009. Extração das amplitudes do refletor mapeado e caracterização das feições no mapa de amplitude, evidenciando o canal...	19
Figura 11 - Gráfico mostrando como a refletividade varia com o ângulo de incidência, e assim há a separação em classes (Castagna <i>et al.</i> , 1993).....	21
Figura 12 - Variação do coeficiente de reflexão de um AVO classe I para altas e baixas frequências em relação ao ângulo de incidência. (Extraído de Chapman ,2006).....	23
Figura 13 - Variação do coeficiente de reflexão de um AVO classe III para altas e baixas frequências em relação ao ângulo de incidência. (Extraído de Chapman , 2006).....	24
Figura 13 - Variação do coeficiente de reflexão de um AVO classe III para altas e baixas frequências em relação ao ângulo de incidência. (Extraído de Chapman , 2006).....	25
Figure 15 – Formação Morro do Chaves identificada por um forte reflector sísmico positivo. O alvo de baixa impedância também é indicado na imagem.....	26
Figura 16. Mapa de Amplitude Sísmica do topo da Formação Morro do Chaves. Os valores de alta amplitude a Noroeste são interpretados como coquinas. Os valores de baixa amplitude a sudeste sugerem boas rochas selantes siliciclásticas da Formação Coqueiro Seco.....	27
Figura 17. Mapa de anomalias de amplitude e mapa estrutural do refletor alvo de amplitude negativa.....	28
Figura 18. Falhas da seção rifte controlam grábens e horsts. Observar o fechamento estrutural do alvo entre as falhas.....	29
Figura 19. Modelo de Azambuja <i>et al.</i> (1998 apud Garcia, 2015) para deposição da Formação Morro do Chaves (modificado de Garcia, 2015).....	30
Figure 20. Interpretação sísmica dos tratos de sistema tectônicos do rifte.....	33

Figura 21. Modelo esquemático de ciclos climáticos e respectivas associações faciológicas. Notar a direção axial NE-SW da bacia. Adaptado de Arienti (2006).....	34
Figure 22. Comparação entre o Lago Turkana no rifte do leste Africano e o sistema de lobo turbidítico mapeado na Bacia de Alagoas.....	35
Figura 23. Modelo deposicional da Formação Coqueiro Seco no Campo de Pilar (Falconi, 1990).....	36
Figura 24. Seções sísmicas de traços próximos (A) e distantes (B) mostrando o alvo exploratório. Note como os traços próximos mostram uma melhor serparação das feições do alvo com melhor precisão.....	38

## **LISTA DE TABELAS**

Tabela 1. Parâmetros de aquisição sísmica utilizados para levantamento dos dados 3D.....07

## SUMÁRIO

1.INTRODUÇÃO.....	01
2.LOCALIZAÇÃO.....	03
3.BASE DE DADOS E METODOLOGIA.....	05
4.EVOLUÇÃO GEOLÓGICA E TECTÔNICA.....	09
4.1.ARCABOUÇO ESTRUTURAL DA BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS.....	11
5.SISTEMA PETROLÍFERO DA BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS.....	13
6.ANÁLISE E INTERPRETAÇÃO SÍSMICA.....	16
6.1 A AMPLITUDE SÍSMICA.....	17
6.2 ANÁLISE DE AMPLITUDE VERSUS OFFSET (AVO).....	19
7.RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	24
7.1 INTERPRETAÇÃO SÍSMICA.....	24
8 APPLICATION OF AVO ATTRIBUTES AND SPECTRAL DECOMPOSITION IN ALAGOAS SUB-BASIN (ONSHORE), NE-BRAZIL.....	39
8.1 INTRODUCTION.....	39
8.2 GEOLOGICAL SETTING.....	41
8.3 AMPLITUDE VARIATION WITH OFFSET.....	43
8.4 AVO ATTRIBUTES.....	45
8.5 EFFECTS OF ATTENUATION/DISPERSION ON AVO ANALYSIS.....	46
8.6 RESULTS AND DISCUSSIONS.....	47
8.6.1 SEISMIC ATTENUATION MODELLING.....	53
8.8 CONCLUSIONS.....	58

8.9 REFERENCES .....	59
9.CONSIDERAÇÕES FINAIS .....	62
10.REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	63

## 1. INTRODUÇÃO

O método sísmico de exploração é uma ferramenta importante para o imageamento da subsuperfície terrestre. Este método baseia-se na medição do tempo que as ondas emitidas em superfície levam para penetrar em camadas sedimentares e retornarem à superfície. Através do estudo geológico das informações que estas ondas geram é possível inferir modelos deposicionais e identificar possíveis feições para acumulação de hidrocarbonetos.

A análise estrutural e estratigráfica através das seções sísmicas permite compreender os principais componentes de um sistema petrolífero. A interpretação estratigráfica é essencial para identificação de ambientes deposicionais resultando em predições mais precisas para litofácies em tempo e espaço, enquanto a identificação de falhas e deformações estruturais permite identificar as rotas de migração e as estruturas de acumulação do fluido no sistema.

A técnica de AVO (Amplitude versus Offset) é um indicador direto de hidrocarbonetos que permite identificar variações anômalas dos valores de amplitude nos dados sísmicos não empilhados (Pre Stack). Estes valores são relacionados às variações litológicas, porosidade da rocha e principalmente presença de fluidos. Esta técnica pode fornecer informações sobre atenuação sísmica e dispersão da velocidade, fenômenos estes que ocorrem devido à perda de energia da onda ao se propagar pelas heterogeneidades do meio.

Chapman *et al.* (2005, 2006) mostraram como implementar a teoria de atenuação/dispersão para modelar as anomalias relacionadas a hidrocarbonetos no âmbito das análises de AVO (Rutherford & Williams, 1989) uma das conclusões foi que os coeficientes de reflexão da onda P podem se tornar fortemente dependentes da frequência. A análise AVO pode ser integrada dentro do contexto da atenuação sísmica através da análise das seções sísmicas em diferentes frequências (Chapman, 2006) para isso é utilizado a decomposição espectral, uma técnica que desmembra o traço sísmico em diferentes bandas de frequência (Castagna, 2003)

Segundo a Agência Nacional de Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis – ANP, Atualmente a bacia de Sergipe-Alagoas conta com 46 campos de petróleo, sendo 40 na fase de produção e 6 na fase de desenvolvimento. Dos 46 campos, 37 fazem parte da Sub-bacia de Sergipe, enquanto 9 se localizam na Sub-bacia de Alagoas. São 10 campos em mar e 36 campos em terra. As reservas provadas de hidrocarbonetos na Bacia de Sergipe-

Alagoas são da ordem de 256 milhões de barris de óleo e 7.053 milhões de metros cúbicos de gás natural, com reservas totais da ordem de 410 milhões de barris de óleo e 1,03 bilhões de metros cúbicos de gás.

As acumulações de hidrocarbonetos da bacia Sergipe-Alagoas ocorrem em rochas reservatório distribuídas desde o embasamento fraturado até o Terciário. Dentre os reservatórios inseridos em diversas formações da fase rifte, os principais são encontrados no campo de Pilar, constituídos por arenitos fluviais deltaicos da Formação Penedo e arenitos deltaicos da formação Coqueiro Seco. Cerca de 7 bilhões de m<sup>3</sup> de reserva de gás do Campo de Pilar estão situados em reservatórios da formação Penedo, abaixo de 3000 metros de profundidade. Já a formação Coqueiro Seco apresenta reservatórios da ordem de 19,5 milhões de barris (Ferreira, 1990 apud Milani & Araújo, 2003) que alcançam espessura de até 50 metros.

O objetivo deste trabalho foi de identificar um alvo exploratório na porção terrestre da Sub-bacia de Alagoas e caracterizar a natureza e geometria do reservatório. Para tanto, foi realizado um mapeamento sísmico, identificando-se um refletor sísmico com valores de amplitude anômalo, realizando-se toda análise estratigráfica e estrutural sobre ele. Quando disposto em um mapa de amplitude, o refletor pôde ser morfológicamente identificado como um turbidito e potencial alvo exploratório. Complementarmente foi aplicada a técnica de AVO para discriminação de fluidos no alvo exploratório. Seções sísmicas e crossplots de atributos Pre Stack possibilitaram a identificação do alvo como uma anomalia AVO classe 2/3. A teoria da atenuação e dispersão da velocidade sísmica foi observada através da solução analítica do modelo de White, realizada no software Matlab. Essa abordagem simples possibilita a compreensão do mecanismo físico responsável pela perda de energia da onda. Por fim, a decomposição espectral revelou a variação da amplitude em diferentes bandas de frequência. De acordo com o trabalho de Chapman (2006) percebe-se que o alvo possui altas valores de amplitudes em baixas frequências e baixos valores para as altas frequências. Esta característica é típica de anomalias AVO classe 3. A etapa referente ao estudo da amplitude sísmica pela técnica AVO e decomposição espectral é apresentada na forma de um artigo científico a ser submetido para publicação.

## 2. LOCALIZAÇÃO

A Bacia de Sergipe-Alagoas situa-se na margem nordeste do Brasil, abrangendo parte dos estados de Sergipe, Alagoas e uma pequena porção do estado de Pernambuco. Possui extensão de 350 Km na direção NE-SW entre os paralelos 9°00' e 11°30'S e uma área aproximada de 44.370 km<sup>2</sup>, sendo 31.750 km<sup>2</sup> em mar até a cota batimétrica de 3.000 m e 12.620 km<sup>2</sup> na porção terrestre (Figura 1).

A Bacia limita-se, a norte, com a Bacia de Pernambuco/Paraíba, pelo Alto de Maragogi, a sul tem limite geográfico com a Bacia de Jacuípe representada pela Plataformade Estância em sua parte emersa, e através do sistema de falhas do Vaza-Barris em sua porção oceânica. Ao oeste o limite com o embasamento cristalino pré-cambriano é definido pelo sistema de falhas distensivas e outras estruturas recorrentes (ANP, 2000; Aquino *et al*,1990) (Figura 1). Feijó (1994) através das diferenças existentes em caráter estrutural e estratigráfico, definiu o Alto Japoatã-Penedo como o limite entre a sub-bacia de Sergipe e a sub-bacia de Alagoas, a norte.

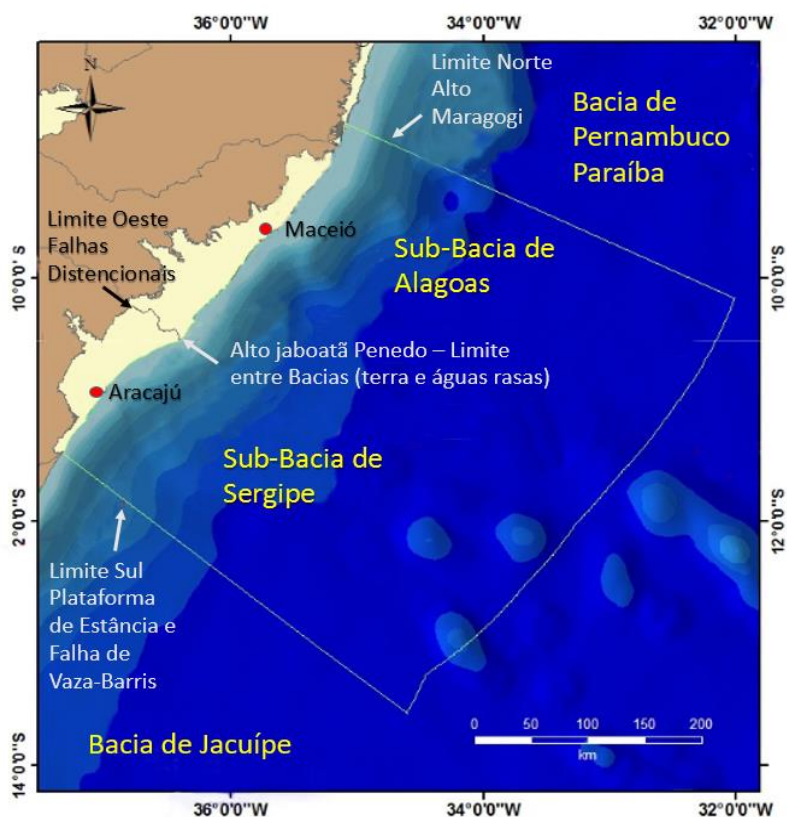


Figura 1. Localização e feições geológicas que determinam a divisão da bacia de Sergipe Alagoas Modificado de ANP, 2013



A área de estudo compreende a porção nordeste terrestre da Sub Bacia de Alagoas, a área está a cerca de 70 quilômetros nordeste da capital Maceió e a poucos quilômetros dos campos de petróleo de Fazenda Guindaste e Pilar (Figura 2).

O Campo de Fazenda Guindaste, com área de desenvolvimento de 9,89 km<sup>2</sup>, localiza-se no Município de Barra de Santo Antônio, e à 20 Km nordeste da área de estudo. Sua descoberta foi em março de 1983. Os principais reservatórios do campo são arenitos deltaicos aptianos/albianos da Fm. Coqueiro Seco, com porosidades variando entre 7,3% e 10,7% e permeabilidade de 0,07 mD, saturados com gás natural não associado e condensado de 48° API. O volume do campo é estimado em 56,91 milhões de m<sup>3</sup> para gás e 0,004 milhões de m<sup>3</sup> para petróleo. Apesar da descoberta do campo de Fazenda Guindaste, este nunca foi colocado para produção. (Figura 2) (ANP, 2015)

O Campo de Pilar está localizado aproximadamente à 80 km a nordeste da área de estudo (Figura 2). A área da Concessão totaliza 89,4km<sup>2</sup>. Estruturalmente, o campo é um anticlinal relacionado ao sistema de falhas de borda da bacia, cujo ápice se apresenta extremamente falhado e que produziu a intensa compartimentação dos reservatórios: são diversas zonas de produção, com espessuras entre 1 e 50 m, distribuídas em diversos blocos limitados por falhas, o que resulta em cerca de 763 bloco/reservatórios mapeados portadores de óleo e/ou gás com características próprias de volume, contatos entre fluidos, porosidade, permeabilidade, dentre outros. Os reservatórios do campo estão distribuídos nas formações Coqueiro Seco, Penedo e Barra de Itiúba (Cretáceo Inferior, fase Rife da evolução da bacia), em arenitos fluviais, deltaicos e eólicos. O óleo de Pilar apresenta uma densidade média de 39° API a 20°C e viscosidade de 1 cp (200°F). (ANP, 2015)

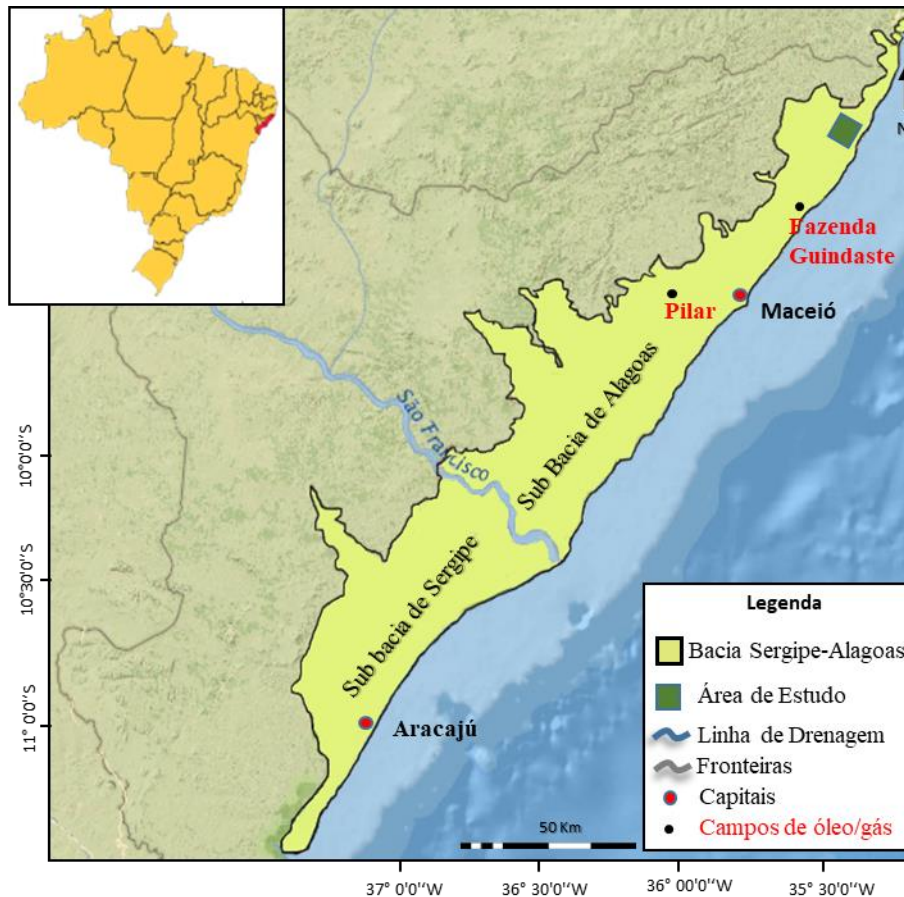


Figura 2. Localização da Bacia de Sergipe- Alagoas evidenciando a área de estudo (Mapa elaborado com base nos dados disponíveis no GEOBANK – CPRM).

### 3 – BASE DE DADOS E METODOLOGIA

Neste trabalho, a interpretação sísmica foi desenvolvida sobre um volume sísmico 3D (figura 3), composto por 610 Inlines com direção NW–SE e com 25 m de espaçamento entre elas e 593 Crosslines de direção NE –SW com 25 m de espaçamento. Este programa sísmico foi projetado sobre 128,580 km<sup>2</sup> de área e 704,600 km lineares. Totalizando 8.111 estações receptoras distribuídas em 447,300 km de linhas receptoras e 4.858 pontos de tiro alocados em 257,300 km de linhas de tiro. O levantamento contempla os municípios de Passo de Camaragibe, São Miguel dos Milagres, Porto de Pedras e Matriz de Camaragibe, localizados no estado de Alagoas no nordeste do Brasil. O levantamento sísmico foi realizado no ano de 2015 pela empresa de serviços geofísicos ANDL. No entanto os dados são de posse da empresa operadora de petróleo G3 Óleo e Gás Ltda.

Além do volume sísmico utilizado para interpretação sísmica, foram utilizados três poços com topos de formação e perfis geofísicos de poços, solicitados diretamente para ANP (figura 3). O poço 1PC1AL foi perfurado no município de Passo de Camaragipe em Agosto de 1958, atingiu a profundidade de 2223 m alcançando o embasamento comercial. O Poço possui indícios de hidrocarbonetos dentro da Formação Poção. O poço 1PTC1AL foi perfurado no município de Porto Calvo em março de 1987, atingiu a profundidade de 2004 m alcançando o embasamento comercial. O poço possui indícios de hidrocarbonetos na Formação Penedo. O poço 2MIL1AL se encontra próximo ao município de São Miguel dos Milagres e foi perfurado em fevereiro de 1988, atingiu a profundidade de 5027m atingindo a formação Penedo. O poço possui indícios de hidrocarbonetos na Formação Coqueiro Seco e Penedo.

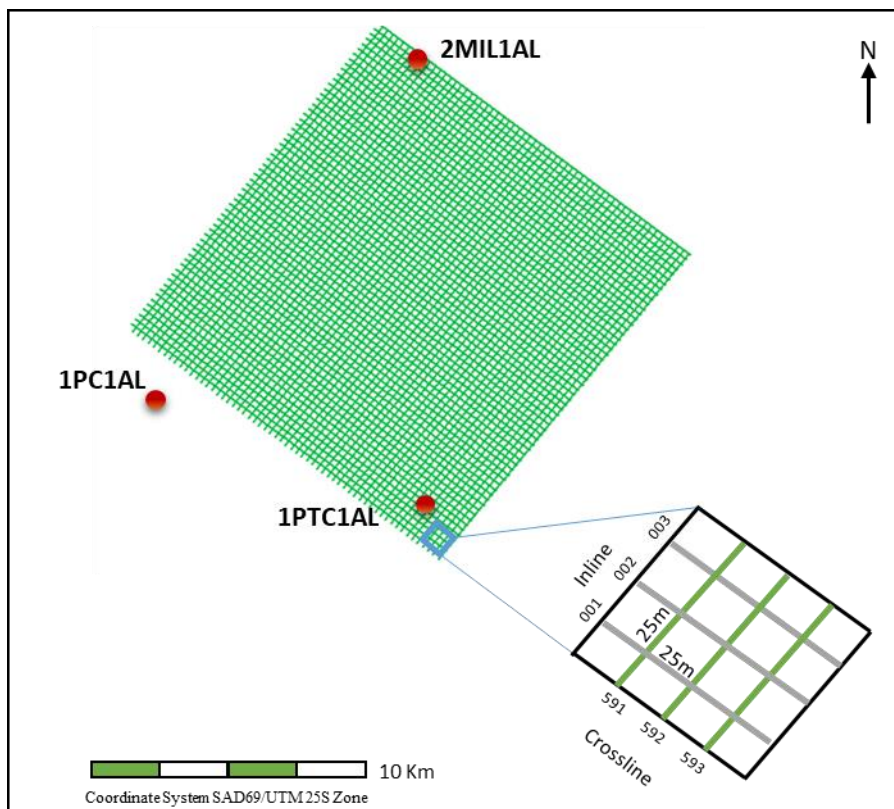


Figura 3. Conjunto de dados utilizados neste trabalho: três poços com topos de formação e perfis geofísicos de poços e volume sísmico 3D.

Na tabela 1 é possível verificar os parâmetros de aquisição para o levantamento sísmico 3D. O levantamento terrestre foi realizado através da explosão de dinamites em pontos de tiros espaçados em 50 m. O total de 10 linhas receptoras formam o spread completo de aquisição.

PARÂMETROS DE AQUISIÇÃO	
Geometria do Spread	Split Spread Simétrico
Espaçamento entre estações receptoras	50 m
Espaçamento entre pontos de tiro	50 m
Offset mínimo	35 m
Offset máximo	4439 m
Número de canais	1120
Arranjo dos geofones	12 geofones espaçados lineamente de 4,54 m centrado na estação receptora
Razão de amostragem	2 ms
Comprimento do registro	5 segundos
Low Cut Filter	Bypassed
Recording Filter	$\frac{3}{4}$ Nyquist min
Notch Filter	Out
Recording system	I/O System II
Tape/Media Format	Cartucho IBM 3592 500 Gb
Field Data Format	ANP SEGD/Y
Recording Method	Roll-on, Roll-off
Número de furos por tiro	2 furos x PT
Profundidade do furo	4 m
Carga	Dinamite em emulsão gel
Detonadores	1,5 Kg
Detonação	1 detonador

Tabela 1. Parâmetros de aquisição sísmica utilizados para levantamento dos dados 3D.

A metodologia empregada segue as etapas apresentadas na figura 4, constando de revisão bibliográfica, organização da base de dados, interpretação sísmica, identificação

das anomalias de amplitude, e construção do modelo geológico, análise de AVO e caracterização dos fluidos do reservatório. Todos os resultados foram integrados e a análise de AVO juntamente com os resultados da decomposição Sspectral e modelagem da atenuação sísmica foram organizados no formato de um artigo científico.

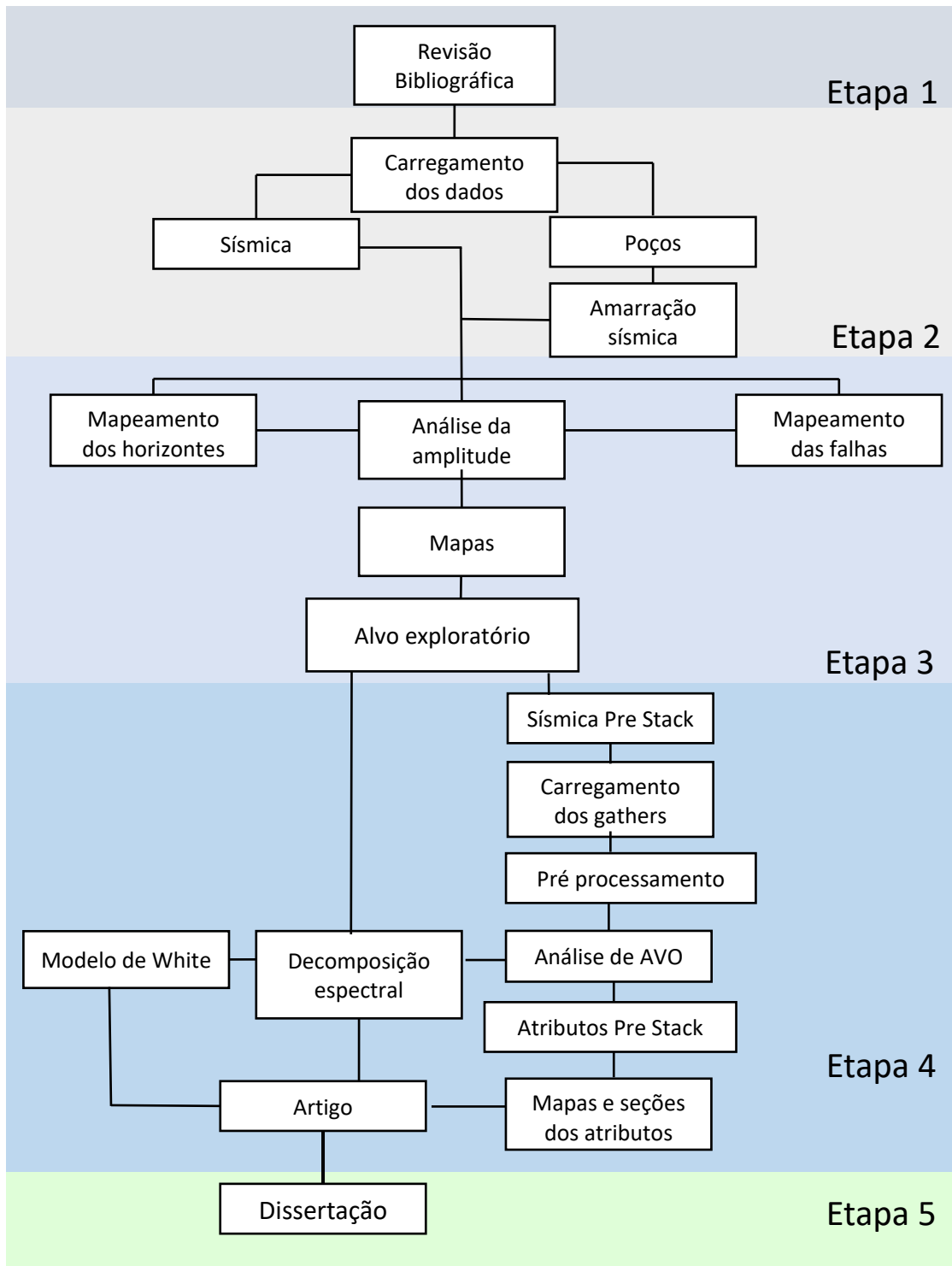


Figura 4. Fluxograma para execução do trabalho

#### 4 - EVOLUÇÃO GEOLÓGICA E TECTÔNICA

A origem da bacia de Sergipe-Alagoas está inserida nos modelos de deriva continental, tectônica de placas e expansão do assoalho oceânico (Projeto REMAC, 1975, Cainelli e Mohriak, 1999; Mohriak 2003; Moriak 2012; Asmus, 1982; Chang *et al.*, 1990, apud Fontes *et al.* 2017). Estes processos se fundamentam na separação das placas sul-americana e africana se estendendo às construções das margens continentais pelo surgimento do oceano Atlântico.

A separação do megacontinente Gondwana inicia-se durante o Triássico durante o desenvolvimento do rifte sul-atlântico (Bueno, 2004). A abertura do Atlântico Sul teve início no Neojurássico, provocada pelos hotspots Santa Helena e Tristão da Cunha (Conceição *et al.* 1998; Bradley e Fernandez.1992; Standlee *et al.* 1992) desenvolvendo megafraturas após o estabelecimento dos rifts com orientação N-S (Bueno, 2004). Todo o processo de ruptura teria culminado com a formação do Oceano Atlântico no final do Aptiano (Ponte *et al.*, 1978).

Durante os intervalos Berriasiano ao Barremiano médio, o desenvolvimento do Atlântico Sul, o rifteamento iniciado nas bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá foi interrompido pela zona de cisalhamento Pernambuco-Ibimirim, considerado um anteparo reológico que desencadeou a transferência de rifteamento para a zona transformante Sergipe-Alagoas. A rotação da microplaca Sergipe desencadeou um período de intenso tectonismo na bacia de Sergipe, o que proporcionou o surgimento de falhas normais com até 4000 m de rejeito, em uma associação de grabens escalonados N-S, e falhas NE-SW sinistrais (Filho e Graddi, 1993 apud Bueno, 2004).

Campos Neto (2007) divide a bacia em cinco supersequências, Paleozóica, Pré-rifte, Rifte, pós-rifte e Drifte. O estágio rifte, iniciado no Eocretáceo, promoveu o estiramento da crosta, ocorrendo assim seu fraturamento, abatimento e abertura, além de vulcanismo local (Guazelli e Carvalho, 1981). Nessa fase, ocorreu o desenvolvimento das principais feições estruturais como a instalação de vales em riftes, com formações de horsts, grabens e meio-grabens. Algumas outras feições estruturais como falhas normais, linhas de charneiras ou flexuras e estruturas transversais (zonas de fraturas) foram produzidas durante esta fase (Asmus, 1982). Este estágio foi intensamente estudado nos trabalhos de diversos autores verificando que o processo se desenvolveu em diferentes fases de sedimentação, acompanhados de erosão, registradas por discordâncias (Dias, 1991; Mohriak *et al.*, 1997; Bueno, 2004; Lawrence *et al.*, 1999; Karner *et al.* (2003).

No estágio pós rifte (proto-oceânico) (Asmus & Porto 1972) ou transicional (Ojeda 1982; Mohriak 2003) de idade Aptiana, se desenvolvem fraturas entre as áreas soerguidas e subsididas devido aos esforços tracionais provenientes das diferenças de espessuras crustais. Em algumas regiões, os fraturamentos foram acompanhados de vulcanismo, com formação de edifícios vulcânicos. Estas feições restringiram parcialmente a circulação oceânica, que associada a uma condição climática árida, propiciou a formação de bacias evaporíticas (Asmus, 1982).

Sousa *et al.* (2007) subdividiram a Seqüência Rifte da bacia em cinco seqüências deposicionais de 2ª ordem, denominadas de seqüências Rifte 1 a 5, agrupadas em tratos de sistemas tectônicos que representam o início, o clímax e o final do Estágio Rifte (Figura 5).

TEMPO Ma.	PERÍODO	IDADE	ANDAR	SUB-BACIA DE SERGIPE					SUB-BACIA DE ALAGOAS						
				Unidades Litoestratigráficas			TRATOS DE SISTEMAS TECTÔNICOS	SEQÜÊNCIAS DEPOSICIONAIS	TRATOS DE SISTEMAS DEPOSICIONAIS	Unidades Litoestratigráficas			TRATOS DE SISTEMAS TECTÔNICOS	SEQÜÊNCIAS DEPOSICIONAIS	TRATOS DE SISTEMAS DEPOSICIONAIS
				GR	FM	MB				GR	FM	MB			
102,19	CRETÁCEO	ALBIANO	ALAGOAS												
112,0±1,0				APTIANO	CORURIFE	Muribeca	Oleimhos	T.S.TEC. DE FINAL DE RIFTE	SEQ RIFTE 5	TSR	CORURIFE	Poção		T.S.TEC. DE FINAL DE RIFTE	SEQ RIFTE 5
		Maceio				Ibura Campos		SEQ RIFTE 4	TST	Maceio		Tabuleiro do Martins		SEQ RIFTE 4	TSR
125,0±1,6		BARREMIANO		JIQUIÁ	Coqueiro Seco	Morro do Chaves	T.S.TEC. DE CLÍMAX DE RIFTE	SEQ RIFTE 3	TSR		Pônia Verde		T.S.TEC. DE CLÍMAX DE RIFTE	SEQ RIFTE 3	TSR
						Penedo		SEQ RIFTE 2	TSR		Coqueiro Seco	Morro do Chaves		SEQ RIFTE 2	TSR
130,0±1,5	HAUTERIVIANO	ARATU	Barra de Itiúba						Barra de Itiúba						
136,4±2,0	VALANGINIANO	RIO DA SERRA			T.S.TEC. DE INÍCIO DE RIFTE	SEQ RIFTE 1	TSR				T.S.TEC. DE INÍCIO DE RIFTE	SEQ RIFTE 1	TSR		
140,2±3,0															
145,5±4,0	BEIRRISSIANO		Serraria						Serraria						

Figura 5. Modelo estratigráfico em Tratos de Sistemas Tectônicos da Seqüência rift na Bacia de Sergipe Alagoas. Reproduzido de Sousa *et al.* (2007 apud Cruz, L.R. 2008).

Durante o estágio rifte, intervalo de estudo deste trabalho, teria ocorrido a deposição da Seqüência Lacustre (Asmus & Baisch, 1983), composta na base pelas formações Rio Pitanga, Penedo e Barra de Itiúba, de idade hauteriviana a eoaptiana. No

topo, o rifte está representado pela Formação Coqueiro Seco e porção inferior da Formação Maceió depositados entre o Eo-Mesozoico.

A Formação Barra de Itiúba está inserida em um ambiente de deposição lacustre, composta por folhelhos de prodelta, e arenitos deltaicos (Schaller 1969). A formação Penedo possui arenitos finos e grossos que formam espessos pacotes com geometria sigmoidal, representando barras de frente deltaicas, retrabalhas por sistemas eólicos (Kreidler & Andery 1949 apud Schaller 1969.)

A formação Poção representa os sistemas de leques aluviais da borda de falha da bacia de Sergipe-Alagoas, que grada lateralmente para Formação Penedo, Coqueiro Seco e Maceió (Figueiredo, 1978 apud Souza-Lima *et al.* 2002)

A formação Coqueiro Seco consiste em arenitos de granulação fina a grossa e argilitos depositados em um ambiente flúvio-deltaico-lacustre. Lateralmente se interdigita com os conglomerados das formações Rio Pitanga, na sua porção basal.

A formação Maceió está inserida principalmente na sub-bacia de Alagoas, encerrando o estágio rifte de evolução da bacia Sergipe-Alagoas. A formação possui sedimentos siliciclásticos, inseridos em ambientes de leques aluviais e sistemas turbidíticos lacustres.

O estágio de margem continental iniciado no Albiano-Cenomaniano com extensão até o atual se caracteriza pelo progressivo afastamento entre o continente sul-americano e africano definindo feições e estruturas morfológicas da margem continental.

#### **4.1 - ARCABOUÇO ESTRUTURAL DA BACIA SERGIPE-ALAGOAS**

Durante a fase rifte o arcabouço estrutural da bacia foi desenvolvido através de falhas de direção NE, N-S, E-W e secundariamente NW, em geral interpretadas como falhas normais ou de componente predominantemente normal (Falkenhein *et al.* 1986).

As falhas NE-SW refletem os alinhamentos estruturais gerados pelo Cinturão Granulítico Atlântico na porção sul da bacia (Souza-Lima, 2006), normalmente associadas a conglomerados sintectônicos. As falhas de direção N-S também são normais e de grande rejeito. Estas falhas, juntamente com as de direção E-W correspondem às direções dos esforços distensivos ocorridos durante o rifteamento oblíquo da bacia, sendo relacionadas ao falhamento normal e transcorrente, respectivamente (Souza-Lima, 2006), e contemporâneos à formação da Zona de Transferência de Sergipe.



Já as falhas de direção NW-SE deslocam algumas falhas NE-SW, o que leva a acreditar que se desenvolveram simultaneamente ou tardiamente (Ojeda & Fugita, 1974 apud Cruz, 2008), sendo controladas pela reativação de zonas de cisalhamento transcorrente neo-proterozóicas, geradas principalmente ao longo do Ciclo Brasileiro que deformou a Faixa Sergipana de orientação NW-SE (Souza-Lima, 2006).

De acordo com os trabalhos de Lana (1985) e Milani (1986), a formação das estruturas desencadeadas pela atividade tectônica, podem ser diferenciadas a partir de duas fases. A primeira estaria associada a um regime de transcorrência devido ao deslocamento horizontal entre a Microplaca Sergipana e a Placa Africana, sendo desenvolvido em uma zona NE, transtraccional sinistral com eixos de tensões principais horizontais ( $\sigma_1$  N-S e  $\sigma_3$  E-W). A partir deste sistema de tensões formaram-se falhas direcionais NE e falhas normais N-S, proporcionando a geração de estruturas do tipo semi-graben. Esse sistema esteve ativo no intervalo Berriasiano no início do rift (Lana 1990, 1985 e Falkenhein et al. 1986) ao Barremiano, quando controlaram a sedimentação de unidades estratigráficas correlacionadas aos andares Rio da Serra a Buracica/Jiquiá (formações Rio Pitanga, Penedo, Barra de Itiúba e base da Formação Coqueiro Seco). Isso proporcionou na bacia de Alagoas a geração de enormes depocentros, escalonados em relação à falha de borda, e tardiamente em relação à falha de Tabuleiro dos Martins, ambas de direção NE.

A segunda fase de deformação ocorreu durante o Andar Alagoas e foi marcada pela atuação de falhas NE através de um regime distensivo NW-SE, perpendicular à margem ( $\sigma_3$  NW-SE e  $\sigma_1$  vertical). Estas falhas definiram a linha de Charneira Alagoas, contribuindo para a formação de estruturas que controlaram a sedimentação correspondente às deposições da formação Coqueiro Seco, Maceió e Muribeca.

Os estilos tectônicos atuantes na bacia podem ser definidos como diastrófico nas sequências pré-rifte e rifte e adiastrófico (halocinético) nas sequências drifte posteriores (ANP, 2008).

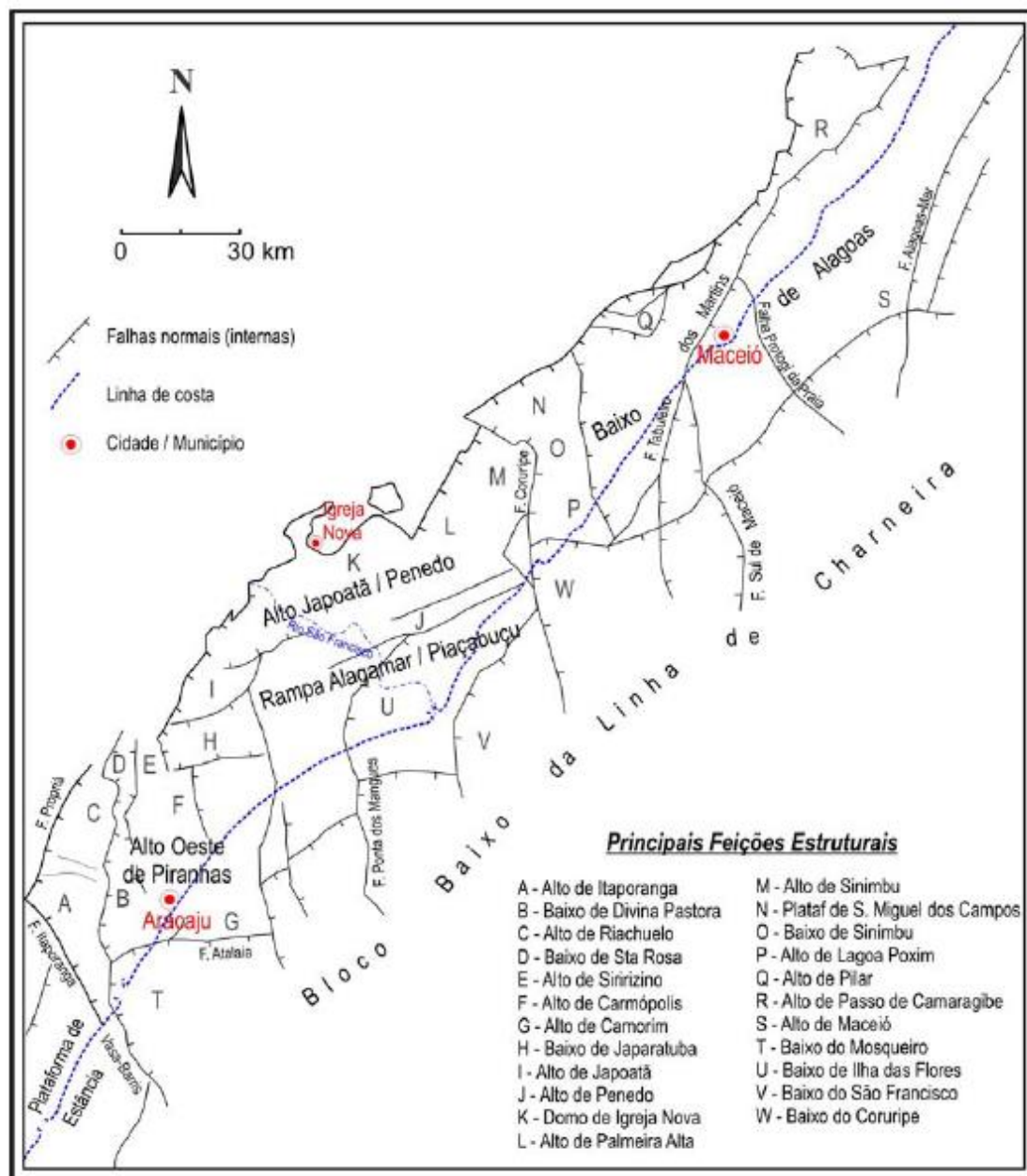


Figura 6. Principais falhas da Bacia de Sergipe-Alagoas, estruturas e compartimentos tectônicos. (Lana, 1985 e Falkenheim *et al.* 1986 *apud* Cruz, 2008).

## 5 - SISTEMA PETROLÍFERO DA BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS

Na parte onshore da Bacia de Sergipe- Alagoas são reconhecidos três intervalos geradores (ANP/FUNPEC/UFRN, 2008). O primeiro intervalo ocorre do Hauteriviano ao Aptiano, corresponde aos depósitos lacustres das formações Barra de Itiúba e Coqueiro Seco. Esse intervalo é considerado o principal gerador da Sub-bacia de Alagoas. Os

campos de Pilar, Angelim e Riachuelo são exemplos do sistema petrolífero atuante. O segundo intervalo, no Aptiano, compreende os folhelhos escuros intercalados com evaporitos da Formação Maceió provenientes de ambiente lacustre de água salina/hipersalina com possível influência marinha. Estes folhelhos são os geradores principais dos campos Coqueiro Seco, Rabo Branco e Do-Ré-Mi (ANP *et al.*, 2008). Já no final do Aptiano foi depositado o terceiro intervalo gerador, caracterizado pelos folhelhos escuros dos Membros Ibura e Oiteirinhos da Formação Muribeca, de caráter predominantemente marinho. Os hidrocarbonetos provenientes nessa seção são exclusivos da Sub-bacia de Sergipe. A Formação Muribeca é considerada a geradora principal dos campos de Carmópolis, Siririzinho e Castanhal (ANP, 2017).

Na Sub-bacia de Sergipe, a migração lateral a longa distância a partir dos folhelhos geradores das formações Muribeca e Maceió ocorre através dos arenitos e conglomerados do Membro Carmópolis, que atuaram como rochas carreadoras. Na Sub-bacia de Alagoas a migração é caracterizada pelo contato direto dos folhelhos das formações Barra de Itiúba e Coqueiro Seco com os arenitos intraformacionais da Formação Penedo. Ainda existe na bacia a migração lateral através de interconexão por falhas atingindo diversos reservatórios, incluindo os arenitos turbidíticos da Formação Calumbi, do estágio drifte (ANP, 2017).

. Os reservatórios presentes na bacia de Sergipe-Alagoas estão inseridos em diversas formações da fase rifte, os principais encontrados no campo de Pilar, são os arenitos fluviais deltaicos da Formação Penedo e os arenitos deltaicos da formação Coqueiro Seco (Figura 7).

A Formação Coqueiro Seco possui óleo de densidade 41°API sendo constituída por intercalações de folhelhos e arenitos deltaicos (Milani & Araújo, 2003), apresenta reservatórios da ordem de 19,5 milhões de barris (Ferreira, 1990 apud Milani & Araújo, 2003) que alcançam espessura de até 50 metros.

A Formação Penedo é constituída por depósitos eólicos e fluviais intercalados a folhelhos delgados que podem servir como selos para acumulações de gás. Segundo Milani & Araújo (2003), as fácies eólicas apresentam grande continuidade lateral e porosidade de até 15%, sendo identificadas como excelentes rochas para acumulação de hidrocarbonetos.

Alguns selos de maior destaque na bacia, principalmente em sua porção terrestre são os folhelhos intraformacionais das Formação Barra de Itiúba, Coqueiros Seco, Riachuelo, Cotinguiba e Calumbi. As trapas podem ser estruturas dômicas, através da

mobilização do sal ou ainda blocos falhados, há também a presença de trapas mistas e estratigráficas (ANP, 2017).

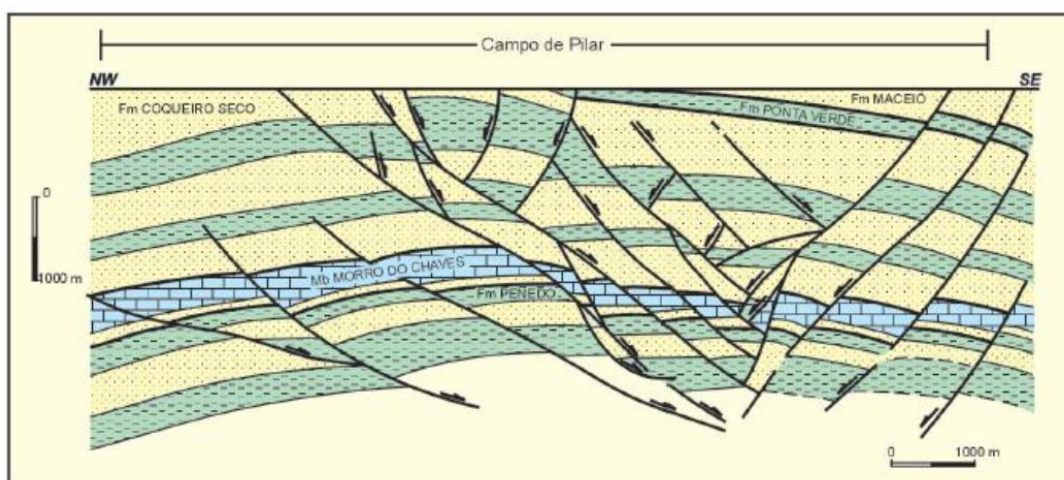
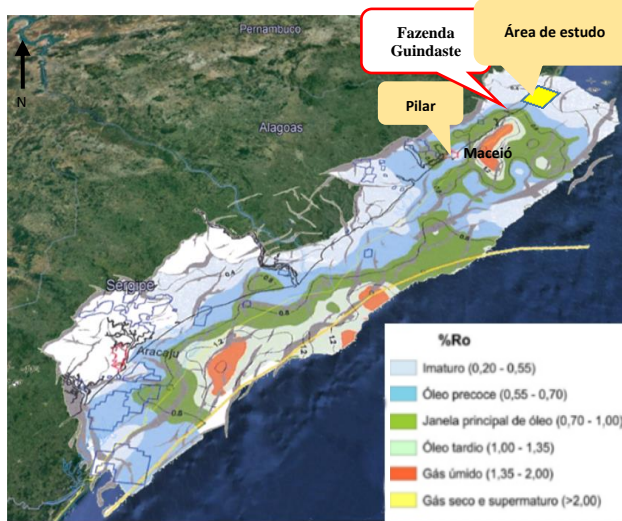


Figura 7. Modelo esquemático de acumulação de hidrocarbonetos no campo de Pilar, sub-bacia de Alagoas. Formação Coqueiro Seco e Penedo como principais reservatórios do campo. (Modificado de Borba, 1998 apud Milani e Araújo, 2003)

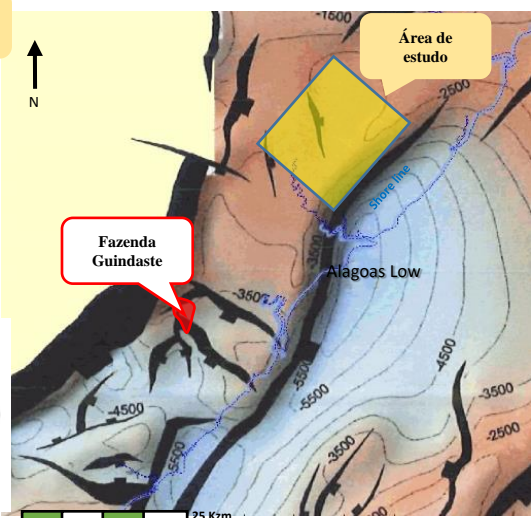
Santos et al. (1985) realizaram um estudo geoquímico das rochas geradoras de alguns campos produtores da bacia de Alagoas. Analisando os dados geoquímicos da formação Coqueiro-Seco no campo Pilar, foram observados altos níveis de carbono orgânico (acima de 2%), com potencial de geração superior a 4 kg de hidrocarbonetos / t de rocha e maiores taxas de hidrogênio acima de 300, com matéria orgânica predominantemente dos tipos I e II. Na área de estudo, a caracterização geoquímica da formação da Barra de Itiúba como geradora de óleo ou gás é difícil, pois está em estágio avançado de maturação, reduzindo consideravelmente os valores potenciais de carbono orgânico. Na porção norte da Bacia de Alagoas, não foi possível identificar a Fm Barra de Itiúba nos topos de formação dos poços perfurados. No entanto, foi considerada a possibilidade de migração à longa distância para esta formação, uma vez que a área está próxima do baixo de Alagoas, onde, segundo Feijó (1994), existem mais de 3.000m de sedimentos depositados.

A Figura 8 mostra o mapa de maturação das Formações Coqueiro Seco e Barra de Itiúba. A área de estudo é cercada por óleo imaturo e óleo precoce, conforme mostrado pelos valores de refletância da vitrinita.

**Mapa da maturação do gerador Coqueiro Seco**



**Mapa estrutural do embasamento**



**Mapa de maturação do gerador Barra de Itiúba**

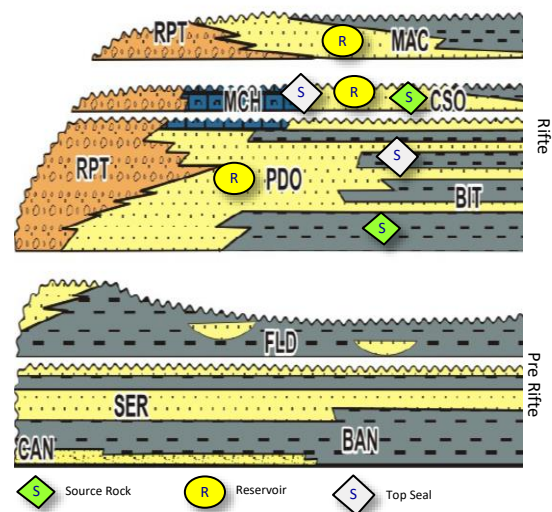
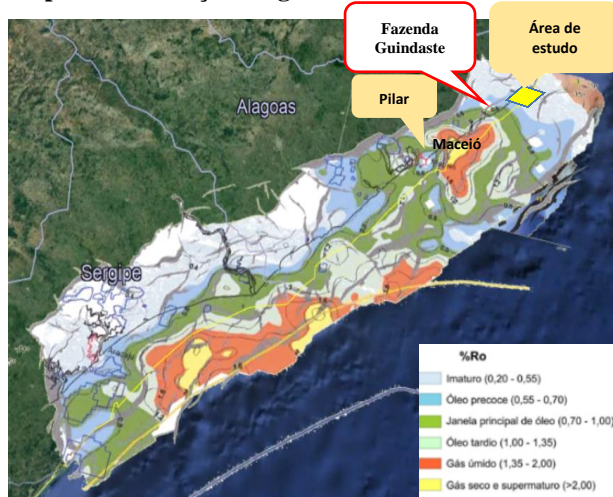


Figura 8. Mapa de maturação das Formações Coqueiro seco e Barra de Itiúba (ANP / FUNPEC / UFRN, 2008) inserido em uma imagem de satélite. A imagem superior direita é o mapa estrutural modificado pela ANP / FUNPEC / UFRN, 2008 e a imagem de fundo inferior é parte da carta estratigráfica com sistemas petrolíferos identificados para a área de estudo.

## 6 – ANÁLISE E INTERPRETAÇÃO SÍSMICA

O Método sísmico de exploração consiste na propagação de ondas acústicas no interior da Terra. As ondas que se propagam em subsuperfície são refletidas pelos limites entre camadas ou corpos de rocha com propriedades distintas e então retornam à superfície, onde são detectadas. O objetivo do método é localizar e interpretar refletores, ou seja, estabelecer a posição de pontos de reflexão abaixo da superfície e delimitar, pelo

deslocamento do conjunto de fonte e receptores, a extensão bidimensional ou tridimensional das feições geológicas, através do mapeamento de horizontes sísmicos. Sheriff (1999) define um horizonte sísmico como sendo a superfície que separa duas camadas diferentes de rocha, onde tal superfície está associada com uma reflexão que se estende por uma grande área. Um horizonte sísmico, portanto, se manifesta em um dado sísmico como uma série de eventos (picos ou vales de amplitudes sísmicas) que aparecem de forma consistente traço a traço. Os horizontes quando mapeados e dispostos em mapas, podem evidenciar diversas feições geológicas,

O reconhecimento e o mapeamento das discordâncias, que normalmente são bons refletores, e das superfícies estratigráficas, são fundamentais na elaboração do arcabouço cronoestratigráfico de uma bacia sedimentar, ainda mais quando se propõe a subdividir a mesma em sequências deposicionais.

A interpretação sísmica é então a identificação de elementos sedimentares e estruturais nas imagens sísmicas. Este estudo é realizado através do mapeamento de refletores sísmicos e falhas, habilitando a construção de um modelo geológico coerente.

## **6.1 - A AMPLITUDE SÍSMICA**

Nos dados sísmicos, discordâncias e variações das propriedades físicas das rochas são evidenciadas pela variação de amplitude sísmica entre interface das rochas e podem estar relacionadas com a presença de hidrocarbonetos. A exploração de petróleo e gás a partir de anomalias sísmicas começou no Golfo do México no início da década de 1980 e expandiu-se no mundo nos anos 90. A fase de exploração inicial se desenvolveu em águas profundas, baseada em anomalias de amplitude sísmica, chamadas de “bright spot”. Estas estruturas estavam contidas em fechamentos estruturais relacionados ao sal, mais tarde vários outros “bright spots” demonstraram estar fechados por trapas estratigráficas (Brown, 2011).

O contraste das propriedades físicas das rochas está relacionado com diferentes fatores como a compactação, porosidade, composição litológica e presença de fluidos. A resposta de amplitude pode ser positiva, negativa ou similar, dependendo do grau de variação destas propriedades na interface das rochas. Por exemplo, em um arenito que esteja saturado com gás e logo acima um folhelho de alta compactação, a impedância acústica na interface diminuirá significativamente, tornando a amplitude negativa. (Roden, 2014)

A amplitude sísmica também pode evidenciar feições geológicas quando dispostas em mapas de amplitudes sísmicas. Se a extrairmos de um refletor mapeado e a apresentarmos em um mapa, o padrão apresentado pode demonstrar feições geológicas de grande interesse, como canais e leques. Uma aplicação comum em mapas de amplitude é compara-las à estruturas evidenciadas nos dados sísmicos, uma vez que a conformidade de uma anomalia esteja dentro de uma estrutura, as chances de presença de hidrocarbonetos podem ser maiores.

A figura 9 ilustra as possíveis variações de amplitudes entre interfaces associadas à presença de hidrocarbonetos. Estas anomalias foram chamadas de indicadores diretos de hidrocarbonetos (DHI – direct hydrocarbon indicator) (Simm *et al.*, 2014)

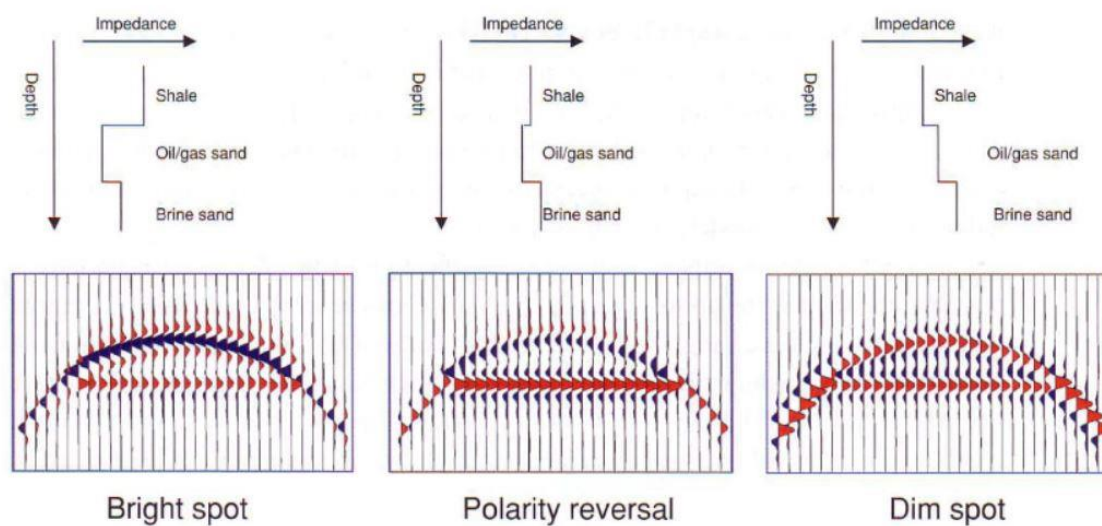


Figura 9. Indicadores diretos de hidrocarbonetos. (Retirado de wiki.aapg.org)

A figura 10 é uma imagem retirada do trabalho de Cross *et al.* 2009. Na imagem é possível identificar o canal sinuoso no mapa de amplitudes, além de feições relacionadas à deposição do canal.

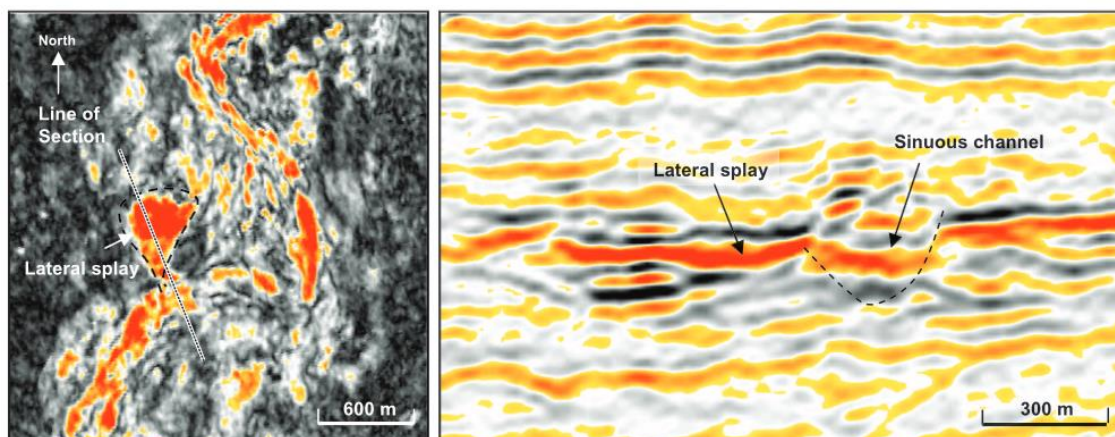


Figura 10. Exemplo extraído do trabalho de Cross *et al.* 2009. Extração das amplitudes do refletor mapeado e caracterização das feições no mapa de amplitude, evidenciando o canal.

## 6.2 – ANÁLISE DE AMPLITUDE VERSUS OFFSET (AVO)

A técnica de análise da amplitude variando com offset (AVO) se tornou popular pelos sucessos exploratórios alcançados através dos seus resultados. A análise de AVO se fundamenta no estudo da variação da amplitude em relação aos diferentes offsets, para cada tipo de litologia ou fluido, a resposta da amplitude é específica, possibilitando a discriminação destes. O princípio se baseia nos diferentes ângulos de incidência de uma onda acústica ao se propagar em subsuperfície, para cada ângulo parte da energia é refletida. A variação da amplitude pode então ser observada nos dados Pre-Stack ou CDP gathers.

A análise de AVO pode ser integrada dentro do contexto da atenuação sísmica através das análises em seções sísmicas com diferentes frequências. Chapman et al. (2005, 2006) mostraram como implementar a atenuação/dispersão para modelar as anomalias relacionadas a hidrocarbonetos no âmbito das análises de AVO (Rutherford & Williams, 1989). Uma das conclusões é que os coeficientes de reflexão da onda P podem se tornar fortemente dependentes da frequência, conforme proposto por Castagna (2003) através da técnica da decomposição espectral.

Toda a teoria de AVO se fundamenta nas equações primeiramente propostas por Zoeppritz (1919) que relaciona os coeficientes de reflexão e transmissão com as propriedades físicas das rochas. Posteriormente Ostrander (1984) demonstrou que os coeficientes de reflexão de um arenito saturado com gás variam com o aumento dos



*offsets*, este comportamento anômalo é que define a técnica como um indicador direto de hidrocarbonetos.

As equações de Zoeppritz se mostraram na prática pouco intuitivas para extração de parâmetros, alguns trabalhos se propuseram a linearizar as equações, a fim de facilitar seu uso. Aki e Richards (1980) propõe uma aproximação matemática para expressão do coeficiente de reflexão P-P com intuito de dar um caráter prático à mesma. Nesta aproximação há três termos principais, a alteração fracional da velocidade da onda P, a alteração fracional da velocidade da onda S e a alteração fracional sobre a densidade entre meios. Baseado nas vantagens da utilização da razão de Poisson Koefoed (1955), apud Castagna (1993) foi o primeiro a colocar em prática a possibilidade de usar a análise AVO como indicador da relação VP/VS. Shuey (1985) então se propõe a realizar um novo rearranjo para aproximação de Aki Richards em que são apresentados os termos Intercept (A) como o coeficiente de reflexão dado a incidência normal e o Gradient (B) que representa a dependência da refletividade com o offset. A aproximação de Shuey permite relacionar os termos da equação com diferentes faixas de ângulos e com a razão de Poisson

Castagna (1993) desenvolveu então uma metodologia para utilização das equações de Shuey através da identificação de três classes estabelecidas por Rutherford *et al.* (1989) para arenitos saturados com gás:

- Classe I (Areias de alta impedância):
- Classe II (Dim Spot ou Areias Intermediárias)
- Classe III (Bright Spot ou areia com baixa impedância)

Castagna (1993) propõe a existência de uma nova classe (Figura 11):

- Classe IV: Similar à classe III, porém as rochas encaixantes são mais rígidas e possuem maiores velocidades de propagação S.

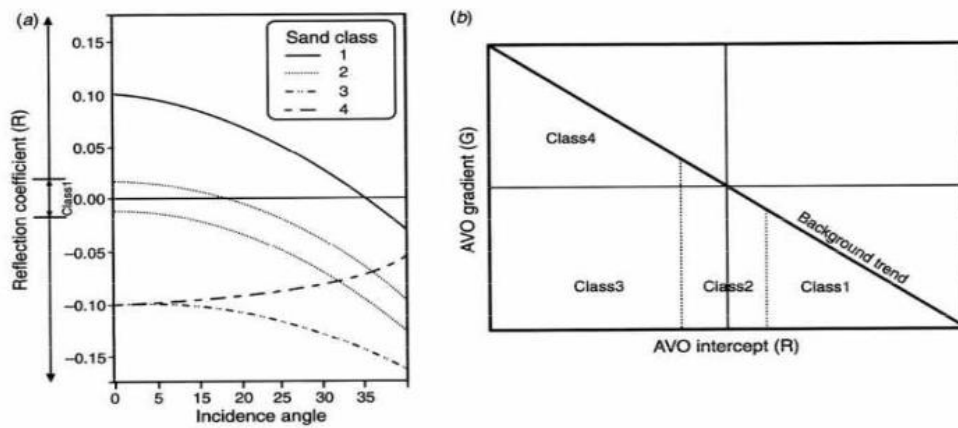


Figura 11. Gráfico mostrando como a refletividade varia com o ângulo de incidência, e assim há a separação em classes (Castagna *et al.*, 1993)

Os atributos pré-stack provêm da análise AVO e desempenham um papel importante na identificação de anomalias. Os atributos envolvem Intercept vs Gradient, razão de Poisson, fator de fluido entre outros (Smith e Guidlow, 1987, Fatti *et al.*, 1994). O produto final desses atributos geralmente são seções e mapas que podem sugerir características exploratórias importantes, como topo e base de alvos exploratórios

Segundo Takahashi (2000), uma boa maneira de aprimorar informações e reduzir incertezas sobre as propriedades físicas de um alvo exploratório é a utilização de diversos atributos em cada estimativa. Castagna (1993) introduz o uso da análise crossplot do Intercept (A) com o Gradiente (B) AVO, para interpretar anomalias de amplitude e inferir qual o tipo de fluido no poro da rocha. O crossplot é composto por uma linha de base (*background line*) bem definida, desvios desta tendência representam possível saturação de fluido. A tendência é diretamente influenciada pela relação  $V_p/V_s$ . Castagna e Swan (1997) demonstram que a partir da reflexão de uma anomalia é possível definir a classe AVO através do crossplot  $A \times B$  pela variação anômala de acordo com o background.

A dispersão da velocidade e a atenuação das ondas sísmicas são fenômenos relacionados com a perda da energia da onda ao se propagar em meios porosos saturados. Parte da energia mecânica envolvida na propagação da onda é transformada em calor devido à movimentação do fluido viscoso nos poros das rochas. A atenuação referente à transformação da energia total da onda em calor pode ser denominada de atenuação intrínseca, ou inelástica, um processo devido às propriedades físicas das rochas. Já as

atenuações ditas elásticas são aquelas as quais não há transformação de energia em calor, como o espalhamento geométrico.

A frequência de transição relacionada à dispersão máxima e atenuação pode ocorrer dentro da banda de frequência sísmica se existir uma atenuação do reservatório anormalmente alta (Loizou et al., 2008). Assuntos relacionados à dinâmica de propagação de ondas sísmicas em rochas parcialmente saturadas são categoricamente interpretados. Segundo Dasgupta and Clark. (1998) e Rapoport *et al.* (2004) os reservatórios de óleo e gás apresentam uma alta atenuação da onda sísmica, no domínio das baixas frequências (Chapman *et al.*, 2006). No entanto, há pouco consenso sobre o mecanismo físico capaz de provocar atenuação da onda. Algumas revisões da literatura podem ser encontradas nos trabalhos de King e Marsden (2002); King (2005); Chapman *et al.* (2006) e Batzle *et al.* (2006). Embora existam diversos mecanismos possíveis, muitos levam em consideração o movimento de fluidos em relação à matriz de rocha, permitindo que Dvorkin & Mavko (2006) afirmem que há evidências suficientes em rochas sedimentares de que a atenuação e a dispersão estão relacionadas à movimentação do fluido nos poros das rochas. Segundo Gurevich et al., (2010), quando uma onda elástica se propaga através de um meio saturado, ela cria gradientes de pressão locais dentro da fase fluida, resultando em um fluxo de fluido e atrito interno até que a pressão de poros seja equilibrada.

A modelagem sintética de Chapman *et al.* (2005) e exemplos de dados de campo por Odebeatu *et al.* (2006) são usados para mostrar que as características AVO podem ser altamente influenciadas pela frequência (dispersão e atenuação). As figuras 12 e 13 mostram as variações dos coeficientes de reflexão da onda P com saturação e frequência para classes de AVO I e III, respectivamente. Para Classe I (Fig. 11), uma interface com contraste de baixa a alta impedância, as frequências acima da frequência de transição irão aumentar o efeito AVO devido ao aumento do contraste de impedância na interface. Portanto, é de se esperar que, para um AVO Classe I, as amplitudes aumentam à medida que a frequência aumenta. Em contraste, para classe III (Fig 12), quando ocorre uma passagem de alta a baixa impedância na interface entre dois meios, as amplitudes diminuem à medida que a frequência aumenta. A variação de AVO com frequência também é fortemente dependente da presença de fluidos saturados como mostrado nas figuras. 12 e 13.

A decomposição espectral é um processo que transforma as amplitudes sísmicas em função do espaço e do tempo para as amplitudes espectrais em função da frequência, espaço e tempo. Assim, pode ser definida como uma análise de tempo-frequência

contínua que fornece um espectro de frequência para cada amostra de tempo de um traço sísmico. A decomposição espectral pode ser usada para interpretar a resposta sísmica da maioria das mudanças geológicas e pode apresentar detalhes estruturais e estratigráficos não identificados no dado sísmico comum. Castagna *et al.* (2003) usaram uma técnica de análise contínua do tempo frequência conhecida como ISA (Instantaneous Spectral Analysis). Nela é possível observar a variação da amplitude em diferentes seções sísmicas com frequências distintas. O trabalho proposto por Chapman (2006) utiliza a ISA para verificar o comportamento do reservatório em diferentes frequências, como será realizado também nesta dissertação.

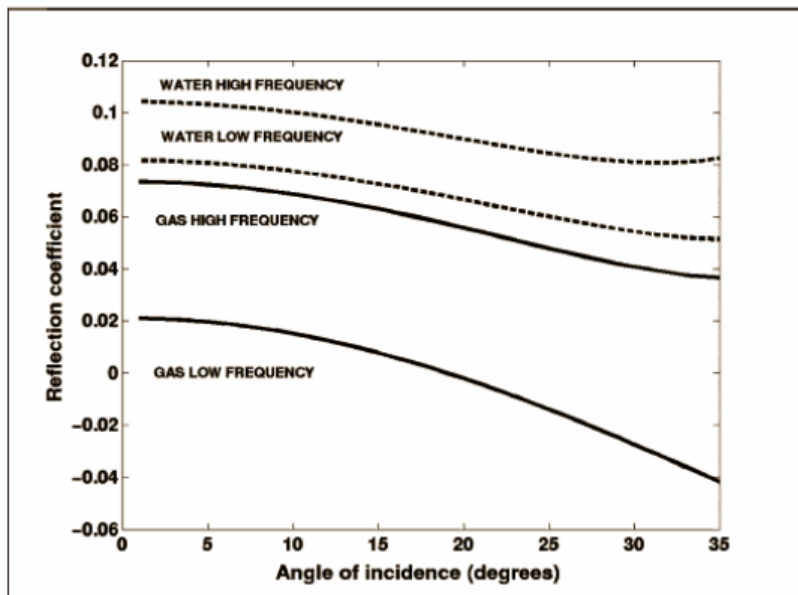


Figura 12. Variação do coeficiente de reflexão de um AVO classe I para altas e baixas frequências em relação ao ângulo de incidência. (Extraído de Chapman ,2006)

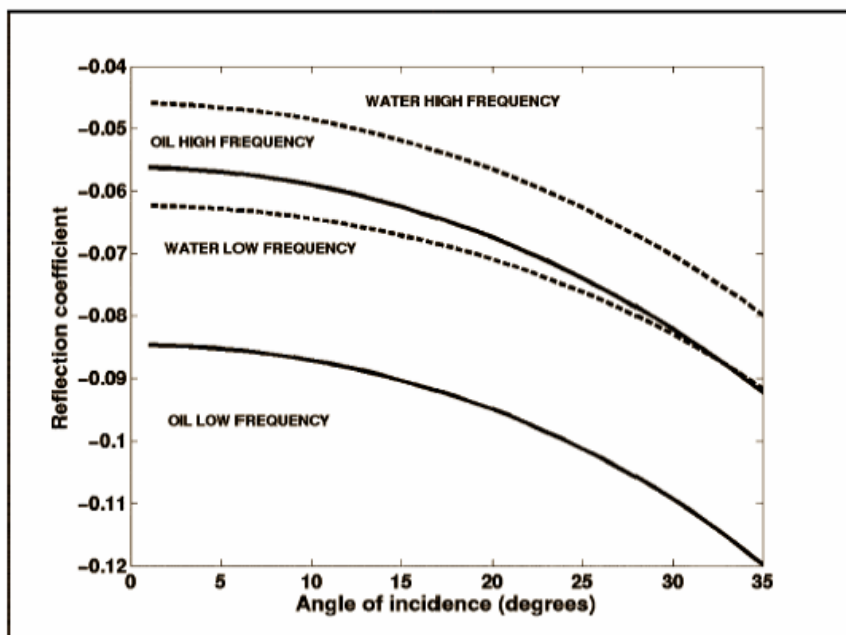


Figura 13. Variação do coeficiente de reflexão de um AVO classe III para altas e baixas frequências em relação ao ângulo de incidência. (Extraído de Chapman, 2006).

## 7 - RESULTADOS E DISCUSSÃO

### 7.1 – INTERPRETAÇÃO SÍSMICA

A interpretação sísmica revelou um forte evento sísmico positivo interpretado como coquinas da Formação Morro do Chaves, seções homogêneas de baixo contraste de impedância, típicas de rochas selantes e especialmente um forte evento sísmico negativo. Este refletor sísmico foi mapeado regionalmente e será o principal alvo deste estudo. Como passo inicial, foi realizada a correlação de todos os topos de formação para investigar a correlação estratigráfica entre os poços. Como mostrado na figura 14, nenhum dos topos de formação aparece nos três poços, mas podemos observar a Formação Penedo nos poços 1PTC1AL e 2MIL1AL e o embasamento presente nos poços 1PC1AL e 1PTC1AL. Indicações de hidrocarbonetos estão presentes nos três poços. A formação do Morro do Chaves aparece apenas no poço 1PTC1AL.

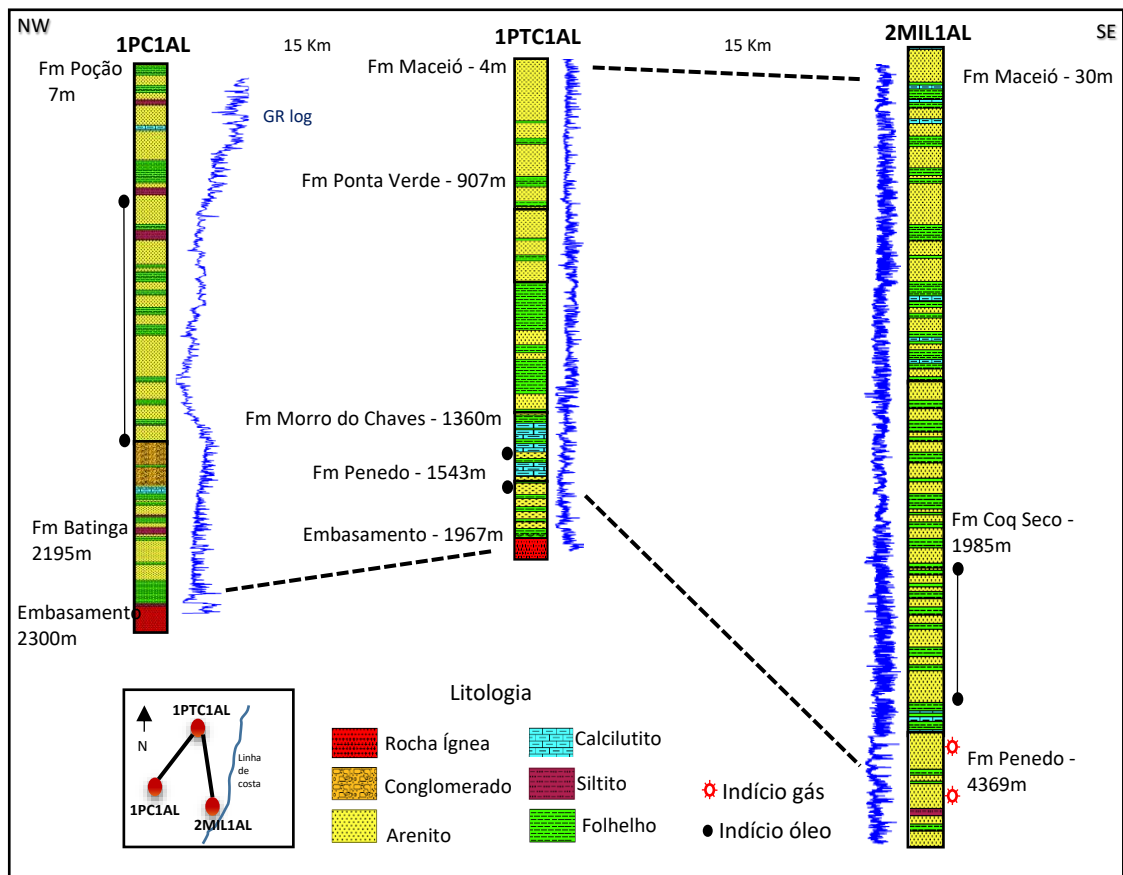


Figura 14. Litologia e correlação dos topos de formações entre os poços. Índícios de óleo e gás são também indicados.

De acordo com Larré (2008), a Formação Morro do Chaves em imagens sísmicas é caracterizada regionalmente por refletos fortes e contínuos. Essas características provêm de bancos de coquinas em forte contraste de impedância acústica com os arenitos e folhelhos da Formação Coqueiro Seco, acima, e com os arenitos Penedo, abaixo. A figura 15 é uma pequena parte de uma seção sísmica no centro da área de estudo. Como mostrado na figura, o forte evento observado foi interpretado como a Formação Morro do Chaves após correlação com dados do poço. Uma anomalia sísmica negativa marcada como um alvo exploratório e possivelmente um DHI (indicador direto de hidrocarbonetos) são também indicados. Refletos de baixa impedância podem representar um bom reservatório, como arenito saturado com hidrocarbonetos. É possível observar que o alvo tem um baixo contraste com as rochas logo acima, mas tem um forte contraste com a superfície logo abaixo.

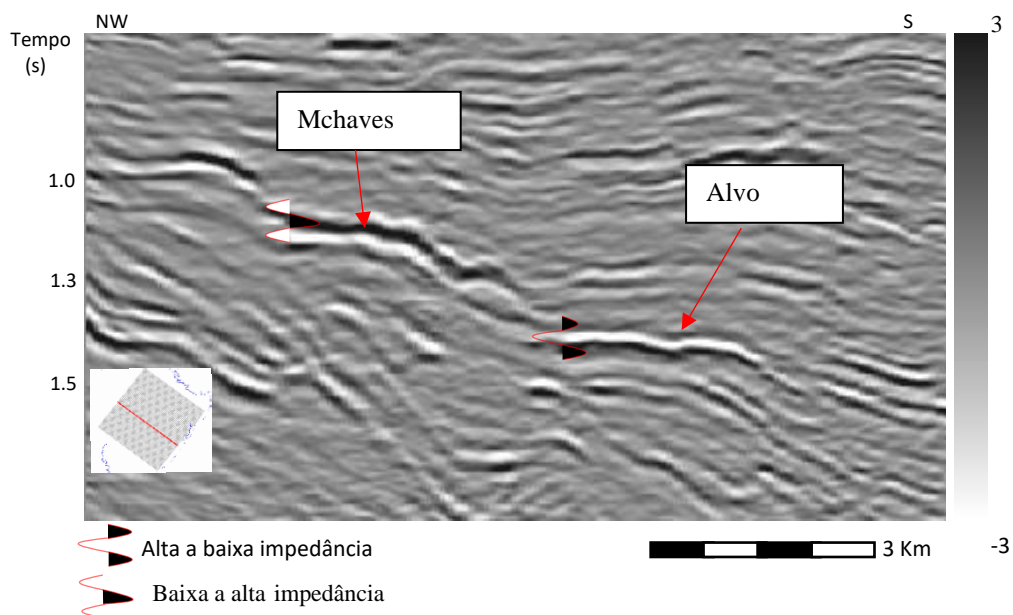


Figure 15. Formação Morro do Chaves identificada por um forte refletor sísmico positivo. O alvo de baixa impedância também é indicado na imagem.

A Formação Morro do Chaves foi extensamente descrita por Figueiredo (1981), Milani *et al.* (1988), Fejió (1994) e Kinoshita (2010). Azambuja Filho *et al.* (1998) definiram a Formação Morro do Chaves como uma sucessão de carbonatos da idade Neo-Barremiana – Eo-Aptiana, intercalada com rochas siliciclásticas das formações Coqueiro Seco e Rio Pitanga. Esta unidade contém quatro fácies principais: (1) uma fácies de leques aluviais associada à escarpa de falha no NE da bacia, apresentando conglomerados re-trabalhados; (2) arenitos com bivalves; (3) camadas espessas de coquinas; e (4) folhelhos lacustres (Corbett *et al.*, 2016).

Segundo Garcia *et al.* (2010) a Formação Morro do Chaves representa uma sedimentação lacustre, durante o estágio rifte, onde os leques aluviais são cobertos por sedimentos lacustres e depósitos carbonáticos. Com o aumento da profundidade do lago ocorreu a diminuição dos depósitos terrígenos e, conseqüentemente, maior propagação de organismos e, conseqüentemente, maior deposição de carbonatos, intercalados entre areias e depósitos conglomeráticos. Contribuições fluviais resultam no retrabalhamento das coquinas, levando à formação de depósitos híbridos (componentes siliciclásticos e carbonatados em proporções variadas). Esses depósitos formam em parte a litologia da

Formação Morro do Chaves, dominada por carbonatos, e parcialmente os arenitos híbridos da Formação Coqueiro Seco.

O mapa apresentado na figura 16 representa a variação litológica ao longo da formação Morro do Chaves e Coqueiro Seco nos dados sísmicos 3D. De acordo com este mapa, extraído do forte refletor positivo, podemos identificar na parte noroeste da área de estudo as zonas de maiores valores de amplitude, o que permite a identificação de ocorrências de coquinas. As regiões com baixos valores de amplitude ou próximas a zero foram identificadas como parte da Formação Coqueiro Seco na região sudeste, representando regiões típicas de bons selos siliciclásticos.

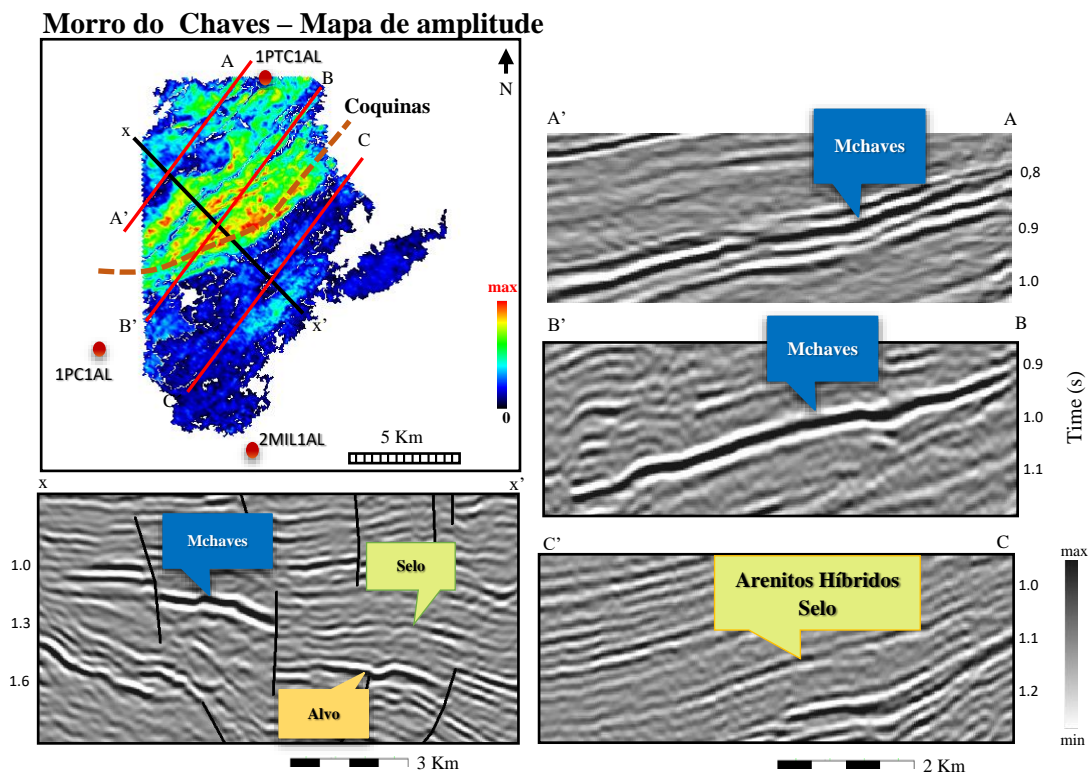


Figura 16. Mapa de Amplitude Sísmica do topo da Formação Morro do Chaves. Os valores de alta amplitude a Noroeste são interpretados como coquinas. Os valores de baixa amplitude a sudeste sugerem boas rochas selantes siliciclásticas da Formação Coqueiro Seco.

O mapa de amplitude sísmica da anomalia sísmica do alvo, próximo ao topo da Formação Morro do Chaves, orientou para a construção do modelo geológico, sugerindo uma sucessão de leques deltaicos arenosos depositados durante a fase rifte da bacia de



Alagoas. As amplitudes extraídas do refletor negativo têm forma morfológica de leque, como mostrado no mapa da figura 17. O mapa estrutural deste refletor, mostrado na mesma figura, mostra que o leque deltaico tem a direção NE-SE, controlado pelas estruturas da fase rifte.

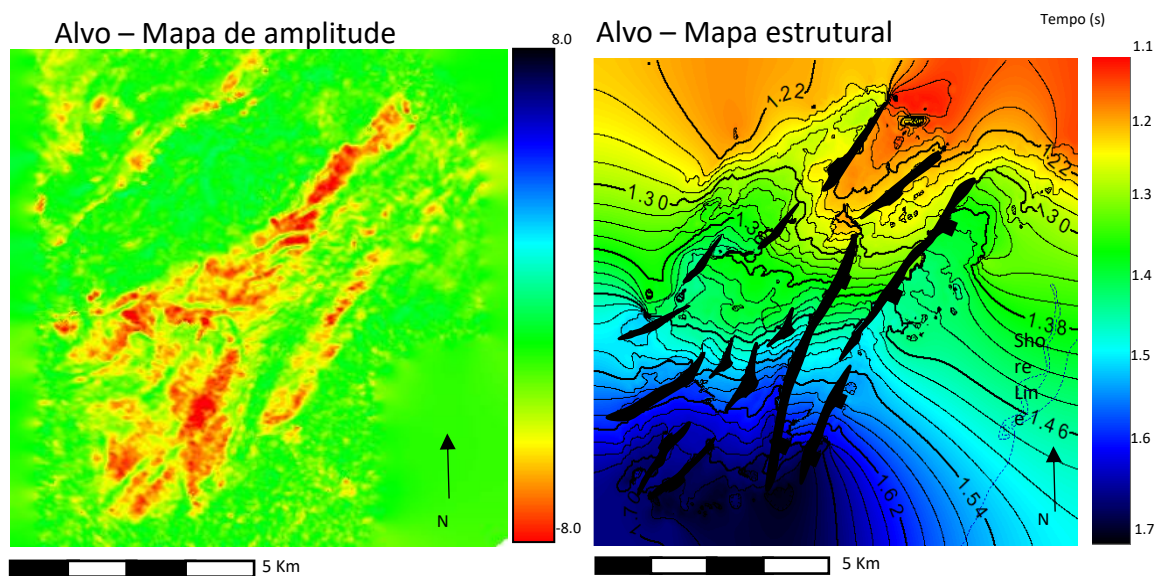


Figura 17. Mapa de anomalias de amplitude e mapa estrutural do refletor alvo de amplitude negativa.

As principais falhas normais e transtensionais do embasamento estão orientadas NE-SW. Segundo Lana & Milani (1986 apud Cruz, 2008), durante a fase rifte da bacia de Alagoas ocorreram diferentes fases tectônicas do Berriasiano ao Barremiano, ocorrendo primeiramente em regime transcorrente (cisalhamento simples) seguido do deslocamento da microplaca de Sergipe, que gerou uma zona transtensiva sinistral de orientação NE. No Andar Alagoas, a reativação de falhas normais NE-SW iniciadas por um regime distensivo NW-SE perpendicular à margem, definindo a linha de charneira de Alagoas, que controlou a sedimentação durante os andares Jiquiá-Alagoas, originando depocentros de até 5000 metros de profundidade, a leste da linha de charneira (Falkenhein *et al.*, 1986 apud Cruz 2008).

A figura 18 mostra as principais falhas mapeadas na sísmica, com uma série de meio-grábens e grábens, constituindo os depocentros. As falhas em verde (Figura 18) representam as falhas de extensão em estilo dominó com tendência NE. Essas falhas desempenham um papel especial no controle tectônico da área de estudo. Possuem grandes deslocamentos, evidenciadas pelos altos ângulos de mergulho dos refletores

sísmicos. O horizonte azul foi identificado como a inundação máxima do lago (a maior dominância dos sistemas lacustres profundos) na margem de flexão, e o avanço máximo dos leques aluviais junto à falha de borda (em respostas à máxima atividade tectônica da bacia) (Kuchle, 2010). Acima do horizonte azul, uma diminuição da atividade tectônica é evidenciada pelos refletores mais planos-paralelos. As falhas azuis sugerem um possível regime transpressivo, gerando estruturas em flor positivas e negativas. O alvo exploratório e os carbonatos do Morro do Chaves também podem ser observados na imagem (Figura 18).

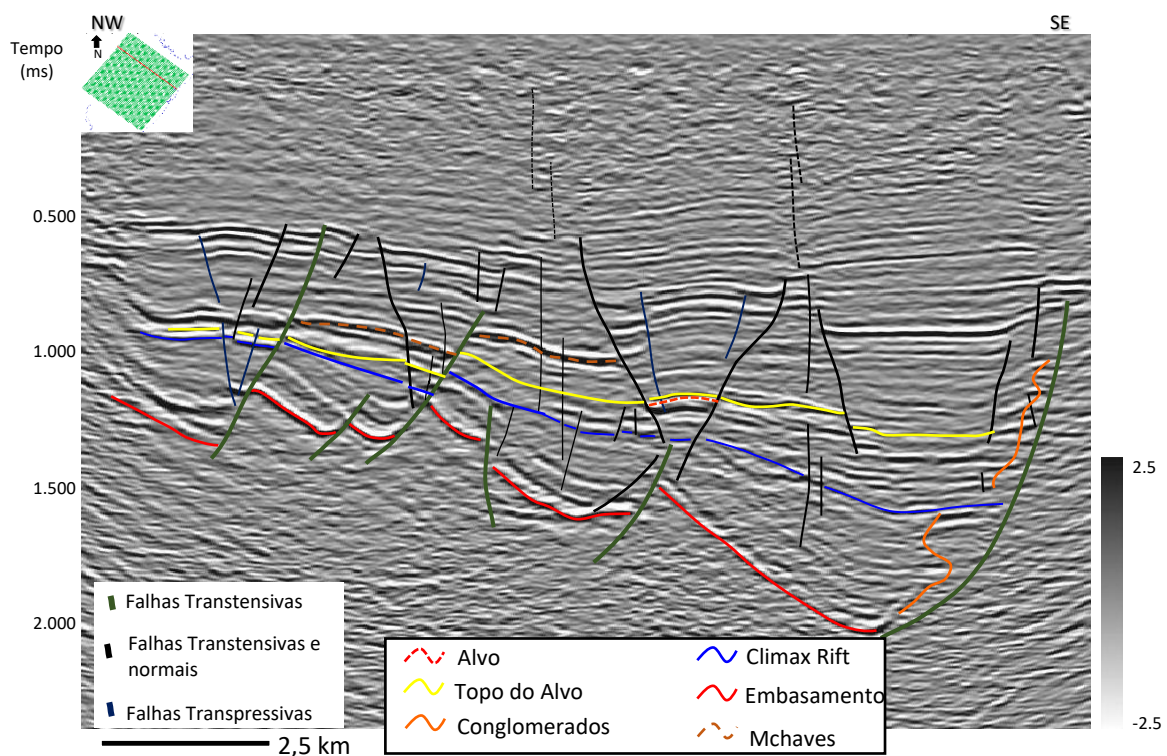


Figura 18. Falhas da seção rifte controlam grábens e horsts. Observar o fechamento estrutural do alvo entre as falhas.

A Figura 19 representa um modelo esquemático para a evolução da Formação Morro do Chaves descrita primeiramente por Azambuja Filho *et al.* (1998) e modificado por Garcia (2015). De acordo com o modelo, os depocentros estão localizados perto da falha de borda onde as coquinas atingiram espessuras de até 300 m. Os altos estruturais isolaram corpos de água durante os níveis de lago mais baixos. Horizontes com abundantes juntas de dissecação sugerem flutuações frequentes no nível do lago. Durante as transgressões, grandes áreas foram inundadas e um grande lago foi formado. Durante

os períodos de seca, o lago teria um balanço hídrico negativo e algumas partes ficaram isoladas do lago principal, favorecendo a deposição de folhelhos ricos em matéria orgânica. Os folhelhos foram formados em águas relativamente rasas, representando ciclos grano-ascendentes durante os tratos de sistema de nível do lago baixo, como indicado pela presença de juntas de dissecação no topo de alguns folhelhos. Foi inserido no modelo a presença de turbiditos no trato do sistema transgressivo para adequação ao nosso modelo.

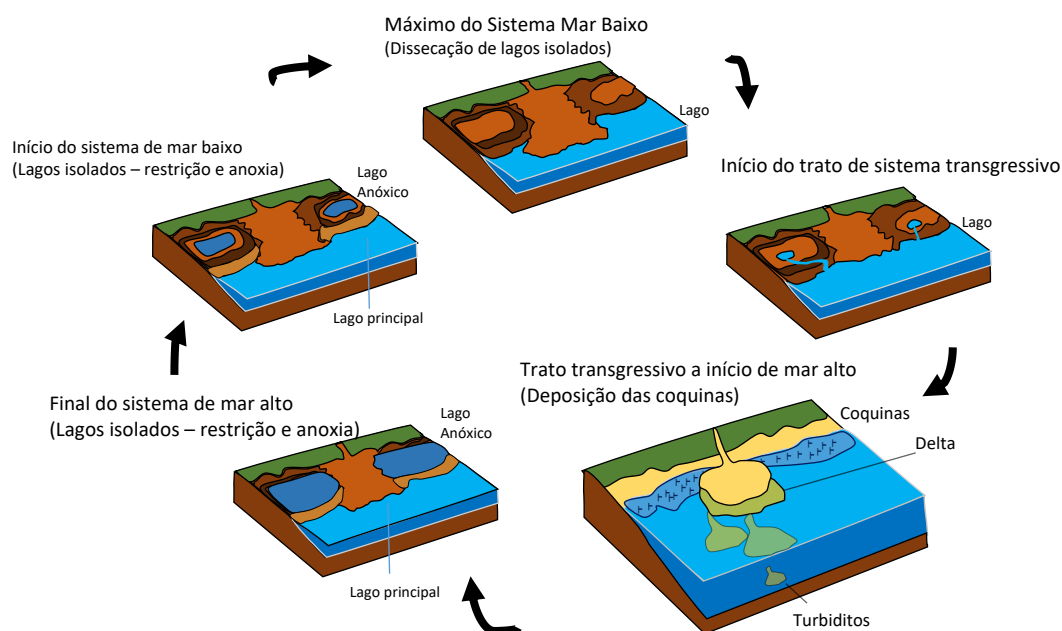


Figura 19. Modelo de Azambuja *et al.* (1998 apud Garcia, 2015) para deposição da Formação Morro do Chaves (modificado de Garcia, 2015).

As principais características identificadas nas seções sísmicas foram interpretadas com base no trato dos sistemas tectônicos. Tratos de sistemas tectônicos são sistemas deposicionais contemporâneos (Brown e Fischer, 1977), depositados durante uma fase específica ou parte do desenvolvimento tectônico (Prosser, 1993). Utiliza-se neste trabalho os princípios dos tratos de sistema de rifte feitos por Prosser *et al.* (1993) e detalhados no trabalho de Kuchle (2010). Em um sistema lacustre de rifte, os tratos do sistema são: trato de sistema tectônico de iniciação do rifte, trato de sistema tectônico de clímax do rifte e trato de sistema tectônico de término do rifte.

De acordo com Scholz (2007), as principais características geológicas e sísmicas relacionadas ao preenchimento sedimentar em bacias predominantemente lacustres

envolvem: (1) os elementos geomorfológicos e estruturais dos sistemas rifte, (2) a drenagem da bacia e as variações de nível do lago (3) componentes estratigráficos em grande escala e (4) a configuração e padrões das terminações dos refletores. As principais características foram identificadas através da geometria e valores de amplitude dos refletores sísmicos. Essas feições foram:

1. Geometria em montes com refletores internos caóticos resultantes de deslizamentos de massa.
2. Clinofomas progradacionais representando depósitos siliciclásticos marginais lacustres.
3. Sistema turbidítico lacustre profundo.
4. Carbonatos - Coquinas nas bordas do lago.
5. Turbiditos híbridos resultantes do retrabalhamento/erosão de depósitos marginais de carbonatos previamente depositados.

Com a identificação sísmica dessas características, foi possível definir as principais seqüências estratigráficas e criar um modelo geológico.

A evolução do sistema rifte na área de estudo foi dividida em cinco seqüências. Uma descrição completa de cada trato do sistema rifte pode ser encontrada no trabalho de Kuchle (2010). Uma breve descrição extraída do trabalho de Kuchle é fornecida abaixo.

I. Pré-Rifte: depósitos deformados no interior dos grabens, provável bacia intracratônica anterior ou fase pré-rifte. O pré-rifte é determinado por estratos planos paralelos e inclinados, indicando uma contextualização tectônica distinta da fase rifte. É possivelmente representado pelas Formações Candeeiro, Bananeira e Serraria.

II. Trato de sistema tectônico de início do rifte: empilhamento agradacional não relacionado com as falhas principais do rifte. Caracterizado por uma grande bacia (maior que a área deposicional do clímax), controlada pela tectônica, mas com atividade incipiente (comparada com a tectônica do clímax), e distribuída ao longo da área deposicional - falhas de pequena extensão e pequeno deslocamento. Os sistemas lacustres

são essencialmente rasos, e o padrão de drenagem é endorreico. Possivelmente representado pela Formação Penedo/Barra de Itiuba ou Formação Feliz Deserto.

III Trato de sistema tectônico de clímax inferior - Este trato é marcado na base pelo primeiro desenvolvimento de uma falha de borda e geometria semi-graben. No entanto, o desenvolvimento inicial da falha de borda não implica na ocorrência de conglomerados e de leques aluviais / delta relacionados à falha de borda.

IV. Trato do sistema tectônico de clímax superior: definido por uma intensa atividade tectônica - criação de espaço de acomodação e baixo suprimento de sedimentos na margem de flexão (mais entrada axial), o que determina a criação de um espaço de acomodação maior que a oferta de sedimentos. O lago aumenta drasticamente, em um evento transgressivo. Perto da falha de borda, a atividade tectônica é marcada por progradação de cunhas de leques aluviais/deltas. Esta seqüência é evidenciada pelos depósitos das Formações Penedo/Coqueiro Seco e dos sistemas progradacionais relacionados à falha de borda (Formação Poção).

V. Trato de sistema tectônico de término do rifte. Preenchimento sucessivo dos vales, diminuição da profundidade do lago, dominância de sistemas continentais e costeiros sobre depósitos lacustres profundos. Como o espaço de acomodação é preenchido sucessivamente, a ocorrência de truncamentos internos, erosões e zonas de passagem e de não-deposição são comuns.

A Figura 20 representa a interpretação estratigráfica de uma linha sísmica onde é possível identificar falhas e algumas fraturas verticais logo abaixo do alvo exploratório. Essas fraturas podem ser um bom caminho para a migração de óleo. O alvo exploratório situa-se no topo da formação Penedo, identificado como horizonte de idade Buracica. O topo da Formação Coqueiro Seco (idade Jiquiá) e na parte mais rasa um horizonte relacionado ao topo da Formação Ponta Verde (idade Eo-Alagoas).

Os tratos do sistema rifte foram identificados pela observação do arranjo dos refletores sísmicos, principalmente pela identificação da superfície de máxima inundação do rifte, onde os refletores têm forte mergulho. É possível identificar a variação da profundidade do lagos pela retrogradação e progradação dos sedimentos e o avanço dos conglomerados na falha na borda, acompanhando os ciclos tectônicos da bacia.

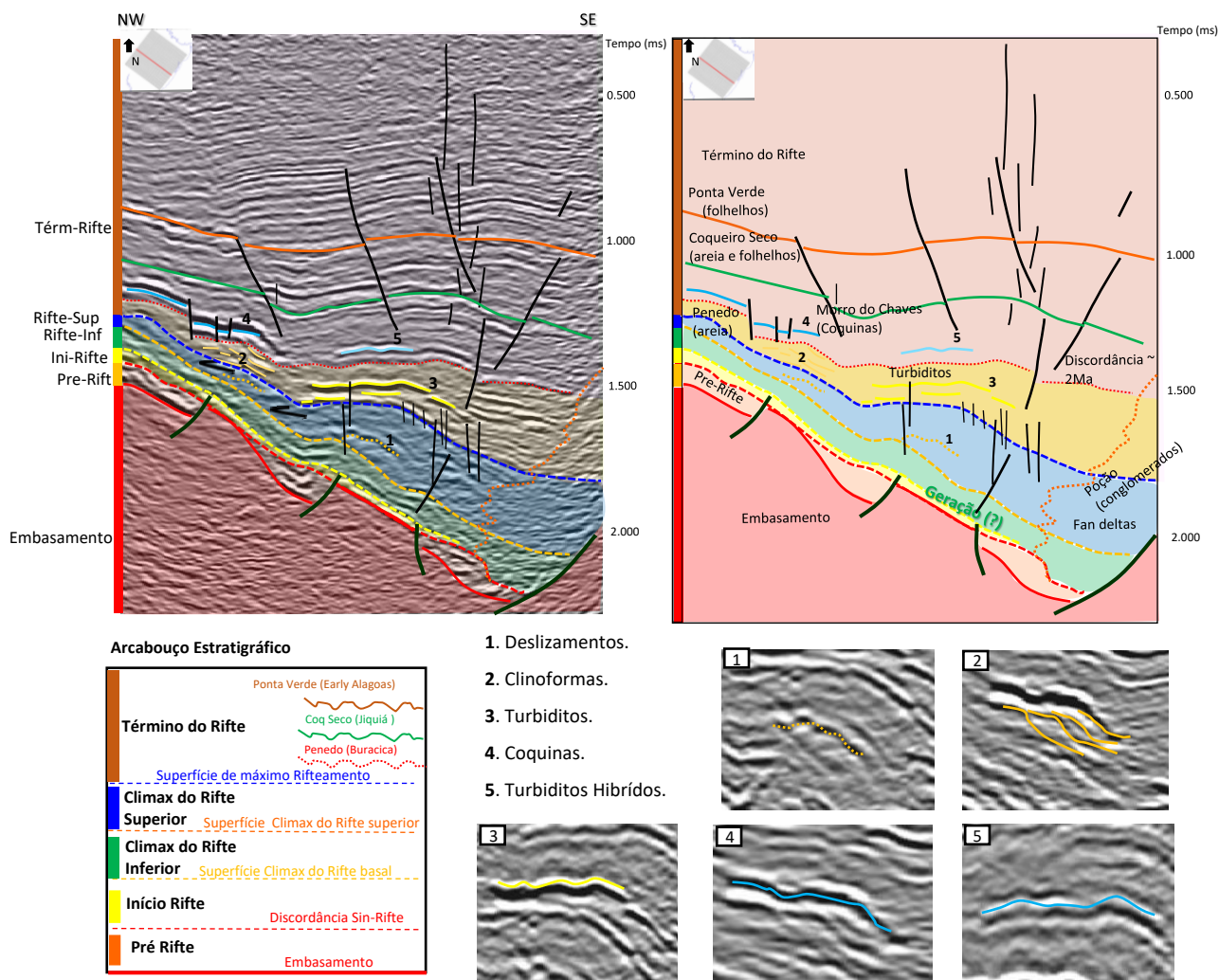


Figure 20. Interpretação sísmica dos tratos de sistema tectônicos do rifte.

Arienti (2006) realizou um estudo sobre o modelo de deposição sedimentar da Formação Maceió. Embora a Formação Maceió (Aptiano) tenha uma idade diferente do nosso alvo exploratório (Barremiano), o modelo de deposição pode ser bastante semelhante, uma vez que ambas as formações estão relacionadas ao estágio rifte da bacia de Alagoas. O modelo deposicional (Figura 21) adotado é de um ambiente lacustre que alterna entre ciclos climáticos úmido e árido. Os principais depósitos podem ser divididos em 4 grupos:

1) Leques aluviais associados à reativação de falhas NE com direção de transporte de sedimentos de NW a SE, representado por conglomerados e conglomerados arenosos.

2) Deltas axiais e turbiditos hiperpicnais: o transporte segue mergulho do eixo alongado da bacia lacustre (NE-SW). Predominância de arenitos estratificados de espessura média / grossa, com grânulos e seixos.

3) Turbiditos hiperpicnais: principalmente na direção axial da bacia. Arenitos predominantemente médios / grossos, com intercalações de arenitos médios / finos e siltitos.

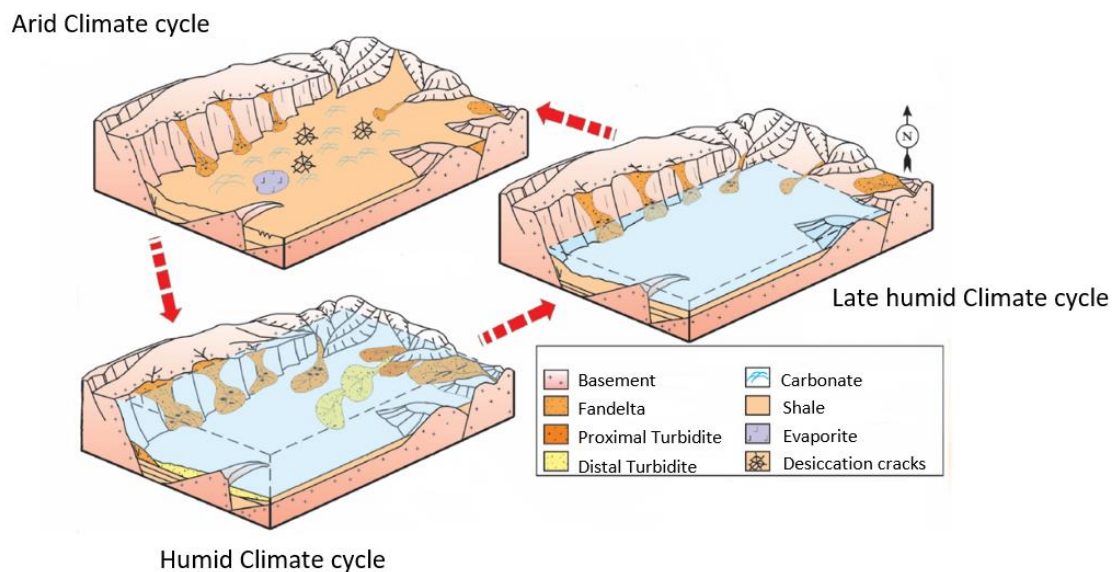


Figura 21. Modelo esquemático de ciclos climáticos e respectivas associações faciológicas. Notar a direção axial NE-SW da bacia. Adaptado de Arienti (2006).

O Lago Turkana, NW do Quênia, é o maior lago do braço leste do rifte Africano. É um lago tectonicamente controlado com cerca de 240 km de comprimento e 50 km de largura, com uma profundidade máxima de 120 m (Johnson et al., 1987). Os sistemas deposicionais atuais do lago Turkana, são análogos aos depósitos turbidíticos e deltaicos da Bacia do Alagoas (Figura 22). A fonte de alimentação turbidítica é claramente controlada por falhas normais e o lóbo turbidítico se espalha em direção à bacia profunda.

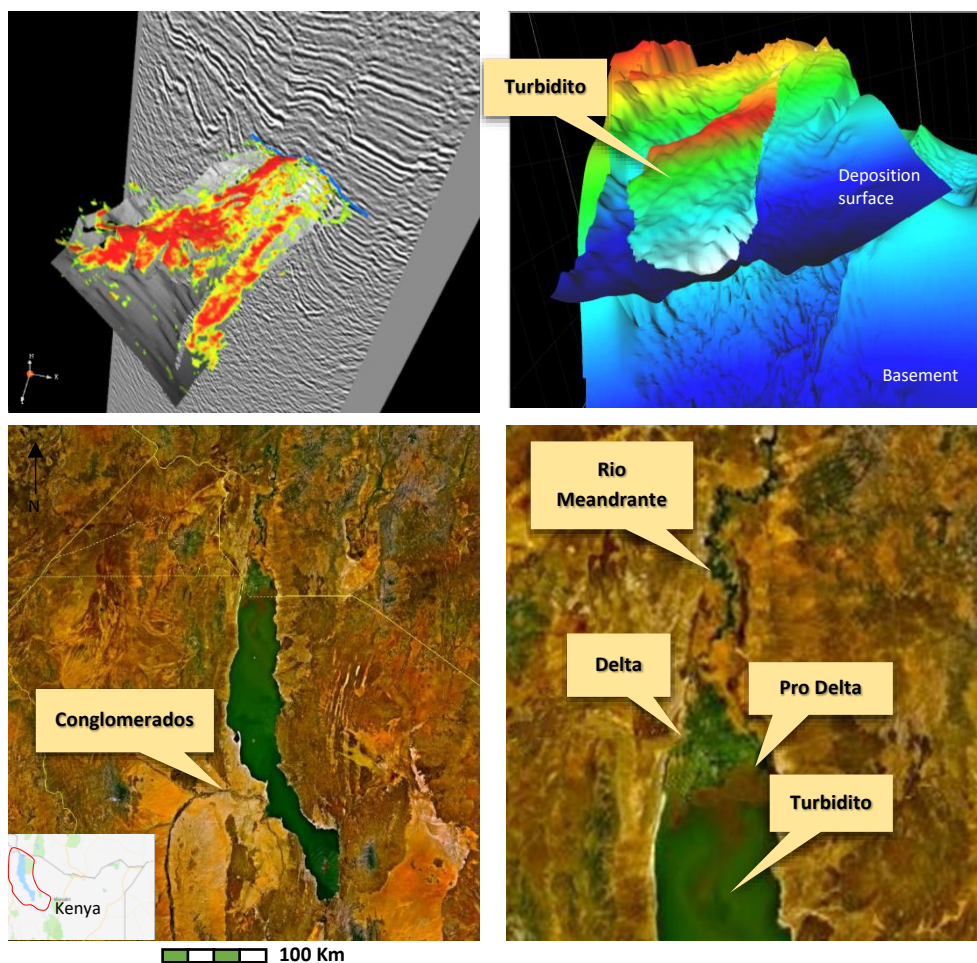


Figure 22. Comparação entre o Lago Turkana no rifte do leste Africano e o sistema de lobo turbidítico mapeado na Bacia de Alagoas.

Este modelo deposicional também se aplica ao Campo de Pilar da Formação Coqueiro Seco. Em um estudo conduzido por Falconi (1990), o autor propôs um modelo sedimentar do tipo delta, de rios entrelaçados, para as associações de facies deposicionais. O modelo (Figura 23) mostra deltas ricos em cascalho, formados após a progradação fluvial em direção a um lago, e podem ou não estar conectados a leques aluviais. Este sistema consiste principalmente em cinco ambientes deposicionais: planície aluvial, planície deltaica, delta, pró-delta e turbiditos. Os leques aluviais deste sistema são os conglomerados de borda encontrados em alguns poços.



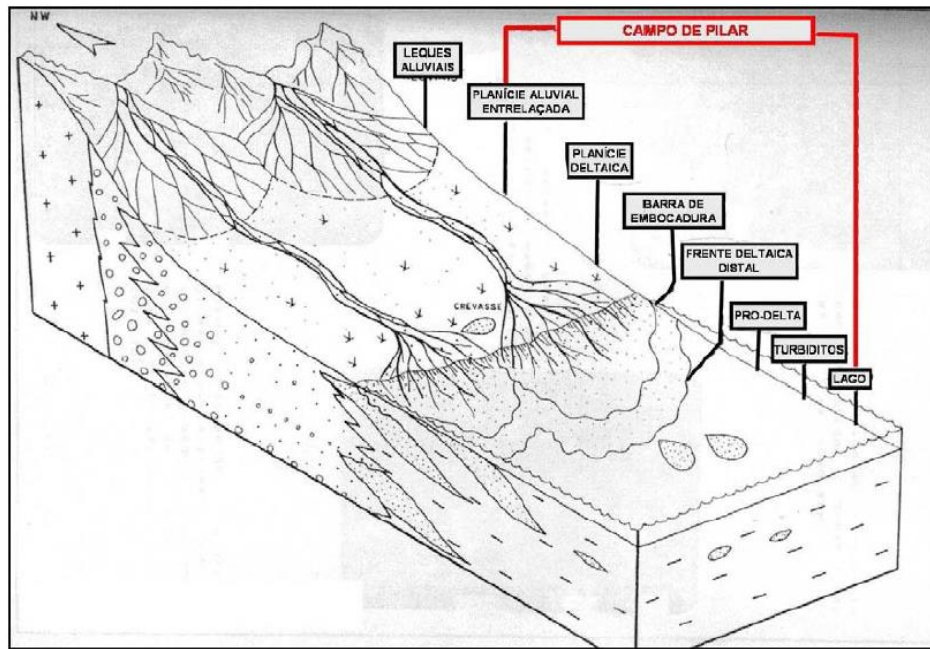


Figura 23. Modelo deposicional da Formação Coqueiro Seco no Campo de Pilar (Falconi, 1990).

Esta parte do trabalho propôs a provar a possibilidade de sucesso exploratório através de comparações entre alguns modelos geológicos conhecidos. O método de analogia é a descrição do comportamento observado em uma classe de fenômenos e a inferência dessa descrição para uma classe diferente de fenômenos (Jarrad, 2001). Entende-se que a analogia entre os modelos é um processo bem aceito na exploração sísmica e funciona muito bem por causa das taxas de sucesso alcançadas em perspectivas semelhantes, mas também podemos adicionar mais informações ao nosso modelo através de outros métodos para reforçar sua validade científica. Seguindo o conceito do trabalho de Karl Popper (1935), usamos o método da falseabilidade para tentar negar nossa principal hipótese de que o refletor sísmico alvo identificado neste trabalho é um reservatório. Popper (2001) não exige que um sistema possa ser dado como válido, de uma vez por todas, em um sentido positivo; exige, entretanto, que sua forma lógica seja tal que se torne possível validá-la através do uso de evidência empírica no sentido negativo.

Embora a morfologia do leque turbidítico mapeado seja um forte indicativo para o modelo proposto, outras feições em dados sísmicos, podem também apresentar anomalias de amplitude. Por exemplo, um folhelho na janela de geração ou uma bacia de

sal. Contudo, nestes dois últimos exemplos, o refletor anômalo apresenta uma grande continuidade, o que não acontece no caso dos turbiditos, formados por lóbos descontínuos e coalescentes. A frequência dos dados sísmicos geralmente diminui com o aumento do deslocamento com o efeito relacionado principalmente à aplicação da correção de movimentos para reflexões hiperbólicas. Dado que as hipérbolas do movimento de saída não são paralelas, a correção de movimento leva a um alongamento do sinal em deslocamentos maiores para encaixar com a separação de tempo em deslocamentos próximos. Inevitavelmente, isto causa uma mudança para frequências mais baixas através do estaqueamento. Esses efeitos também podem ser reforçados por um deslocamento dependente do mergulho para frequências mais baixas com o aumento do ângulo de incidência devido ao efeito do processo de migração (Tygel et al., 1994) e pelos efeitos de absorção causados pelo percurso mais longo para traços mais distantes. Assim, os eventos sempre apareceriam contínuos na seção de traços distantes (Far). No caso da seção de traços próximos (Near), a interferência das camadas de sais e folhelhos de baixa velocidade pareceria contínua e os turbiditos, ao contrário, apareceriam como corpos descontínuos e coalescentes. A Figura 24 é uma linha sísmica cruzando o alvo exploratório comparando traços empilhados near e far, observe como os traços próximos evidenciam a descontinuidade do corpo.

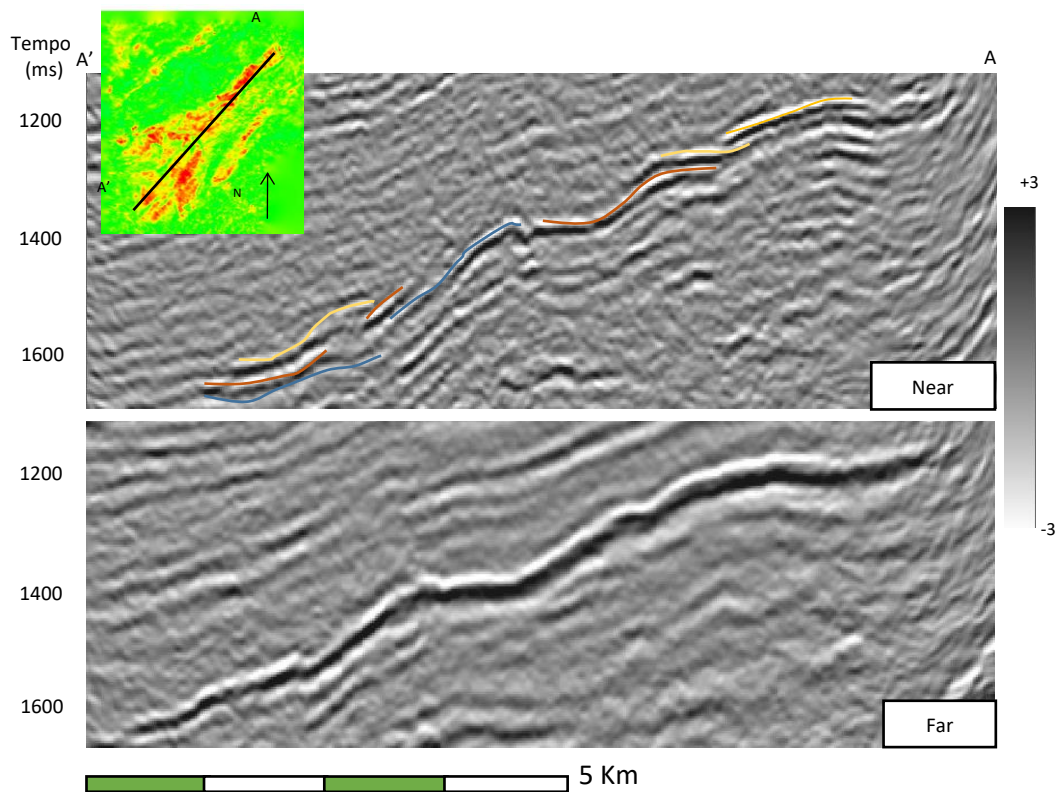


Figura 24. Seções sísmicas de traços próximos (A) e distantes (B) mostrando o alvo exploratório. Note como os traços próximos mostram uma melhor separação das feições do alvo com melhor precisão.

Mesmo usando parte do princípio da falseabilidade, o modelo permanece válido, mostrando a geometria e morfologia de um leque turbidítico. Para melhorar o sucesso exploratório, necessita-se de uma análise mais adequada sobre a eficácia da rocha selante, que parece ter sido o principal fator de insucesso para os poços já perfurados próximos a área de estudo. Além disso é necessário compreender melhor a anomalia sísmica presente no alvo exploratório. Este estudo será realizado utilizando-se a técnica AVO (variação de amplitude com offset), desenvolvido e organizado no formato de um artigo científico apresentado no capítulo 8 a seguir.

## 8 - Application of AVO attributes and spectral decomposition in Alagoas-Basin (onshore), NE-BRAZIL.

### SUMMARY

AVO analysis is a technique which is widely used in the oil and gas industry. The variation of the amplitude with offset allows the identification of fluids and lithologies, which contributes to the reduction of the exploratory risk. One of the major parts of AVO analysis is to compute Pre-Stack attributes such as AVO intercept, AVO gradient, scaled Poisson's ratio and Fluid Factor. The AVO analysis can also be integrated with spectral decomposition to analyze the amplitude variation with frequency. This approach allows the frequency-dependent AVO behaviors to be observed. In this study, the AVO analysis was performed on an exploratory target localized in the onshore portion of the Alagoas sub-basin (NE-Brazil). With the gradient analysis, it was possible to classify the AVO anomaly and create sections and maps through Pre-Stack attributes. In the second part, an analytical solution of the White's model (1975) was performed to demonstrate velocity dispersion and seismic attenuation in a poroelastic media. The seismic attenuation on the prospect was carried out by analyzing the variation of the amplitude in seismic images with different frequency, through spectral decomposition technique.

### 8.1. INTRODUCTION

A major challenge in reservoir characterization is to discriminate the fluids in a reservoir, which are usually presented as DHI (Direct Hydrocarbon Indicator) sections and volumes. The amplitude variation with offset (AVO) technique in recent years has proven to be an important tool for the reduction of exploratory risks in the discovery of hydrocarbons (Ostrander, 1982, 1984). The analysis is performed on the common depth point (CDP) gathers in which is possible to observe the variation of the amplitudes with offset. The AVO purpose is to try to explain these changes in seismic signatures in terms of fluid and rock variation. The main factors that determine the AVO behavior of a gas-sand reflection are the normal incidence reflection coefficient  $R_0$ , and the contrast in Poisson's ratio (Rutherford and Williams, 1989).

The Pre-Stack attributes come from AVO analysis and play an important role in the identification of prospects. The attributes involve amplitude intercept, gradient, Poisson's ratio, and fluid factor (Smith and Guidlow, 1987; Fatti et al., 1994). The final product of these attributes are usually sections and maps that may suggest important exploratory features such as top and base of reservoir and fluid content.

Recently, Chapman et al. (2005) has included the theory of seismic attenuation and dispersion to AVO analysis in the framework of the Rutherford and Williams (1989). The seismic attenuation is the loss of wave energy and is strongly associated with the presence of fluids in the pores of rocks. Part of the mechanical energy involved in the propagation of the wave is transformed into heat due to the movement of viscous fluid in the pores. The phenomenon has gained a huge interest in the last years since was observed that oil and gas reservoirs frequently exhibit high attenuation (e.g., Dasgupta and Clark, 1998; Rapoport et al., 2004), especially at low seismic frequencies (Chapman et al., 2006, Korneev et al., 2004). Goloshubin et al. (2006) showed three field data examples in which the oil-saturated reservoirs exhibit a higher reflectivity at low seismic frequencies, one of these examples is an Intercept x Gradient AVO section that only exhibit high anomaly at low frequency. Loizou et al. (2008) used four wells to perform the analysis proposed by Chapman et al. (2006). Through the iso-frequency sections it is shown the variation of reservoir reflection for different classes of AVO.

In this way, abnormally values of attenuation can be related as a result of a gas saturation sand and must be accompanied by velocity dispersion in the reservoir layer, under these circumstances, the reflection coefficient becomes strongly frequency dependent (Chapman et al., 2005, 2006; Odebeatu, 2006). The effect of frequency-dependent reflection coefficient can be measure through instantaneous spectral analysis as proposed by Castagna et al (2003), which makes the frequency dependent character of the anomalies particularly clear (Chapman, 2006).

This work can be divided in two parts. First, we performed AVO analysis on an exploratory target in Alagoas basin (onshore), NE - Brazil. This target seems to be a bright low impedance sand in comparison with the encased rocks at the stacked data. We performed in a previous work, the seismic interpretation of this reflector and displayed it on an amplitude map, the result was clearly a turbidite. Our proposal here is to verify the AVO signature through Pre-Stack attributes, as Intercept x Gradient, Poisson's ratio and Fluid Factor. In the second part of the work, we show the analytical solution of White's model (1975) to calculate the seismic attenuation in a poroelastic médium. Then we applied the spectral decomposition techniques on the stacked data to detect the type of dispersion anomaly suggested throught the AVO analysis for our target. In the context of standard AVO analysis, we can conclude that the bright exploratory target has a systematic low-frequency anomaly

## 8.2. GEOLOGICAL SETTING

The study area is located in the Sergipe-Alagoas Basin. This consists of a NNE/SSW elongated asymmetric structure formed along the Brazilian coast during the South Atlantic rifting, initiated in the late Jurassic to early Cretaceous. This basin reaches up to 13,000 km<sup>2</sup> on land and nearly 35,000 km<sup>2</sup> offshore. It separates from the Pernambuco-Paraíba Basin by the Maragoji High to the north, and from the Estância Platform and Jacuípe Basin by the Vaza-Barris Fault Zone to the south. The basin is internally sub-divided in two sub-basins by the Jabotã-Penedo High (Aquino and Lana, 1990).

The structural framework of the basin is subdivided into tectonic blocks or compartments (Fig. 1), commonly limited by huge faults, differentiated mainly on the depth and configuration of the basement surface (Lana, 1990). The development of the structural framework occurred for the most part during the rift phase with the development of N-S faults arranged in relation to the structuring NE of the basin (Lana, 1990). The E-W faults, according to Mohriak et al. (1998), are also associated with the rift phase resulting in the delineation of several structural compartments of the basin. The Sergipe-Alagoas basin has a varied geological evolution, ranging from a Paleozoic intracontinental synclisis to the current condition of passive margin basin. Like the other basins of the Brazilian continental margin, its origin is associated with the rupture of the Gondwana continent, initiated during the Triassic age. The sedimentary filling that occurred since the Gondwana breakup is a consequence of the tectonic phases that has originated and modified the basin. From the basins of the Brazilian continental margin, this basin presents the most complete stratigraphic succession, with four mega-sequences (pre-rifte, syn-rifte, transitional and post-rift) being recognized by different stages of development tectono-sedimentary (Cainelli and Mohriak, 1998).

The pre-rift megasequence has Mesozoic and Paleozoic ages, and is represented by the São Francisco Low Group, which includes the Estância Formation (Precambrian), glacial deposits of the Batinga Formation (Carboniferous), sabkha deposits of the Aracaré Formation (Permian), and fluvio-lacustrine deposits of the Candeeiros, Bananeiras and Serraria formations (late Jurassic/early Cretaceous). The main rifting took place from Neocomian to Barremian, being represented by the Rio Pitanga, Penedo and Barra de Itiúba formations. The transitional megasequence, formed from Barremian to Aptian, consists of the Poção Formation, Coqueiro Seco and Maceió formations, as well as transitional deposits of the Muribeca Formation (Feijó, 1994). The post-rift megasequence, formed during the Albian to Campanian, includes marine deposits of the Riachuelo Formation. Following the Campanian, the Sergipe-Alagoas Basin

experienced a regression, which is represented by the Calumbi, Mosqueiro and Marituba formations.

In a previous work, we performed the geological seismic mapping in the study area. A negative seismic reflector was mapped and arranged in a map of amplitudes, the reflector morphologically highlights a turbidite acting during the rift stage of the Alagoas basin. This reflector was then identified as a good exploratory prospect for hydrocarbon accumulation. In this work we thoroughly study the amplitude variation in the near and far offsets in order to better understand the seismic anomaly. We extracted from the 3D seismic data, two lines to perform AVO analysis as shown in figure 2.

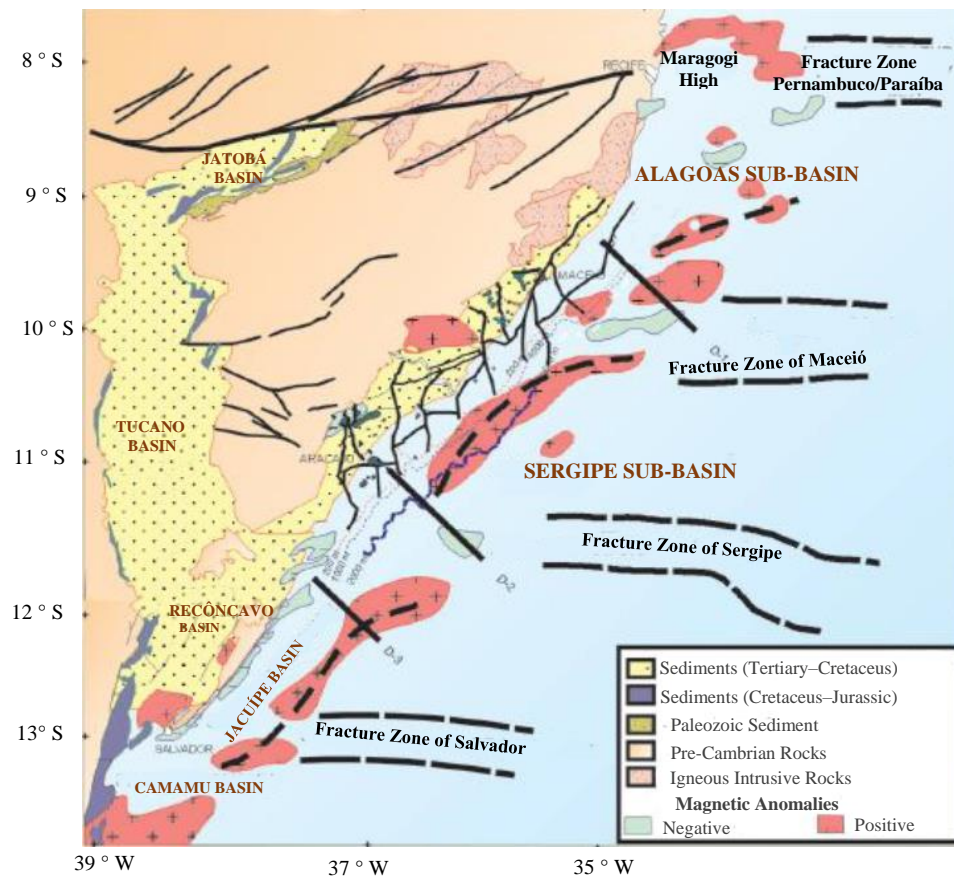


Figure 1. Tectonic map showing location, magnetic anomalies and alignment of zones of oceanic fractures (Mohriak, 2003).

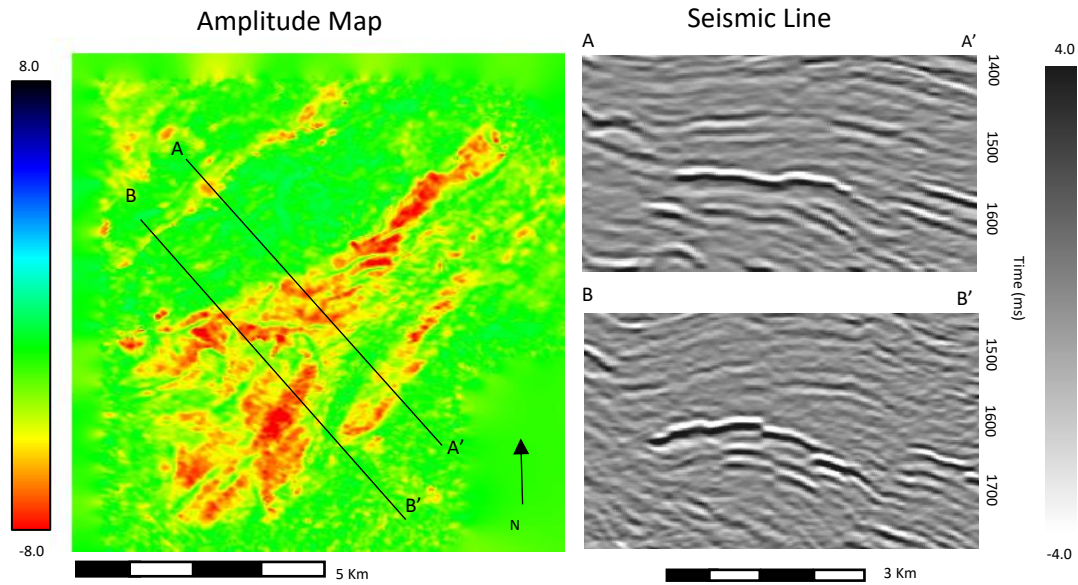


Figure 2. Amplitude map of the bright reflector mapped on the stacked data and two lines extracted from the 3D seismic volume to perform AVO studies.

### 8.3. AMPLITUDE VARIATION WITH OFFSET (AVO)

Amplitude variations with offset technique (AVO) are used by exploration, development, and production to perform hydrocarbon identification in elastic depositional environment. The idea behind AVO analysis is the linearized approximations of the Zoeppritz (1919) equations. The simplified expression is used in AVO attributes computation and inversion to extract petrophysical parameters, such as P-wave, S-wave impedance and velocity, elastic moduli resulted from energy partitioned and wave conversion, and then infer the fluid content from cross-plots of these parameters. The Zoeppritz equations approximate the value of the amplitudes as functions of the angle of incidence. Shuey's approximation of the Zoeppritz equation (Shuey, 1985),  $R(\theta) = A + B \sin^2(\theta)$ , for a small angle of incidence shows that the reflectivity,  $R(\theta)$ , at angle  $\theta$  is related linearly to  $\sin^2(\theta)$ , where  $\theta$  is the average of angles across the interface, B is the slope, and A the intercept of the straight-line relation between  $R(\theta)$  and  $\sin^2(\theta)$ .

Wiggins et al., (1984) introduce the S wave reflectivity ( $R_s$ ) notation into the 3-term Shuey equation, as an analog of A (P-wave reflectivity):

$$R_p(\theta) = A + B \sin^2(\theta) + C \tan^2(\theta) \sin^2(\theta), \text{ Where,}$$

$$A = \frac{1}{2} \left( \frac{\Delta V_p}{V_p} + \frac{\Delta \rho}{\rho} \right), \text{ Intercept}$$

$$B = \frac{1}{2} \frac{\Delta V_p}{V_p} - 4 \left( \frac{V_s}{V_p} \right)^2 \frac{\Delta V_s}{V_s} - 2 \left( \frac{V_s}{V_p} \right)^2 \frac{\Delta \rho}{\rho}, \text{ Gradient}$$



$$C = \frac{1}{2} \frac{\Delta V_p}{V_p}, \text{ Curvature}$$

Where,  $V_p$ ,  $V_s$  and  $\rho$  are the average velocity and density values across the boundary.  $\Delta V_p$ ,  $\Delta V_s$  and  $\Delta \rho$  are the differences of the velocity and density values across the boundary,  $\theta$  is the average of the incident and refracted angles. Difference of Poisson's ratio in interfaces cause changes in reflection coefficients versus incidence angle. Relation of Poisson's ratio with seismic wave velocities is expressed as below (Ostrander, 1984):

$$\sigma = \frac{\frac{1}{2} \left( \frac{V_p}{V_s} \right)^2 - 1}{\left( \frac{V_p}{V_s} \right)^2 - 1}$$

The equations above are the basis of many of the empirical amplitude variations with offset work performed today. Castagna (1993) defined a methodology characteristic of the first implementations of AVO Analysis, as well as formalized the first attributes. This method joins the ideas of Shuey (1985) with the classification of Rutherford et al. (1989) that proposed the existence of three classes of sandstones saturated by gas:

Class I - High-impedance sands. Starts with high amplitude and reduces with offset

Class II - Near-zero impedance contrast sands, Starts with a low amplitude and increases with offset

Class III - Low-impedance sands. Starts with high amplitude and increases further with offset

Castagna et al. (1993) proposed a new class of avo:

Class IV – Low impedance has negative reflection coefficient at zero offset and lower impedance with amplitude that is decreasing against the offset. There is a change in polarity at a certain angle and then amplitude will increase proportionally to the offset.

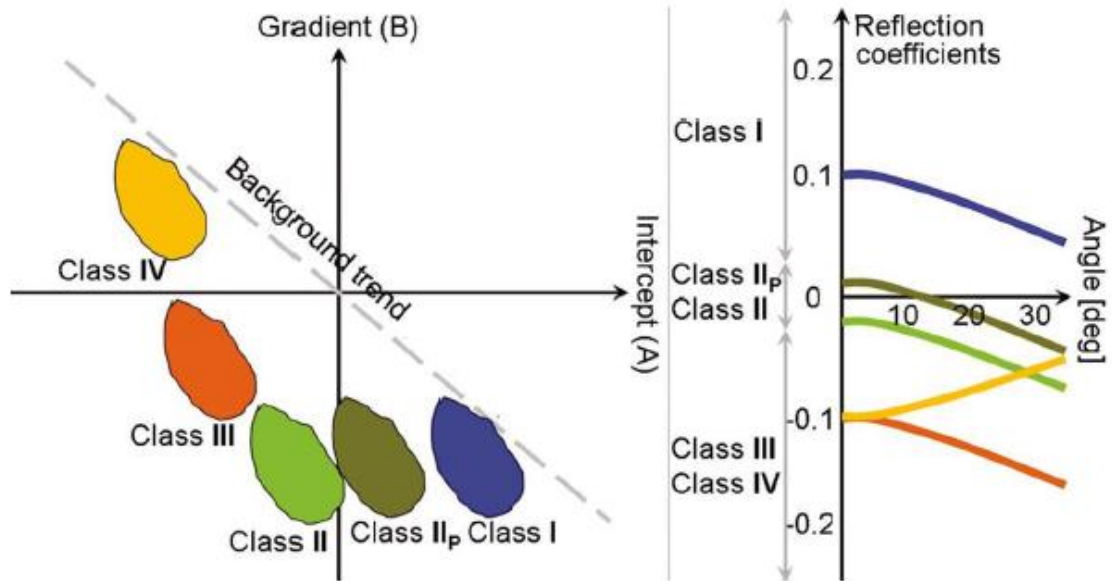


Figure 3. Crossplot of Intercept x Gradient highlights the AVO classes and Reflection coefficients variation with angle for the four AVO classes. Extracted Avseth et al. (2005).

#### 8.4. AVO ATTRIBUTES

A variety of AVO attributes has been developed using different combinations of the AVO gradient and intercept, generally with the idea of maximizing the distinctions between fluid types. The advantage of using Pre-Stack attributes is that they can provide some distinction between lithologic changes and changes in reflection character because of fluid content along an interface. In this work we will perform the following AVO attributes:

- (1) AVO Product:  $A*B$
- (2) Scaled Poisson's Ratio Change:  $aA+bB$
- (3) Fluid Factor

The calculated value of the AVO intercept attribute (A) is assigned to the linear coefficient of the line of linear regression (or least squares) of the points in the amplitude plot by offset (or where the extension of this line intercepts the y-axis) and is considered a approximation for normal incidence (Shuey, 1985)

The AVO gradient attribute (B) is obtained by calculating the angular coefficient of the linear regression (or least squares) of the points in the amplitude plot by offset, this attribute is considered the contrast between the Poisson ratios (note the incidence angle dependence in the approximation (Shuey, 1985). The a and b from  $aA+bB$  and  $aA-bB$  are scale factors.

The fluid factor is the fluid deviation away from the mudrock line. The equation is defined in Fatti et al. (1994):  $\Delta F = R_p - M \cdot (V_s / V_p) \cdot R_s$ , where,  $\Delta F$  = fluid factor, and  $M$  = slope of the mudrock line. The fluid factor is the weighted difference between the extracted acoustic impedance and shear impedance reflectivities.

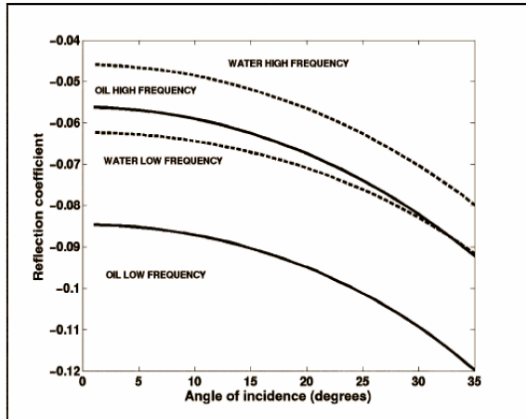
Gas-sand detection is the most promising application of AVO analysis due to the characteristically low  $V_p/V_s$  of gas sands which differentiate them from other low impedance layers such as coals and porous brine sands (Rutherford and Williams, 1989). The AVO response of low-impedance reservoirs is an increase in amplitude with offset and will be the main target of this work. The AVO analysis were made on the Hampson Russell software from CGG Company

### **8.5. EFFECTS OF ATTENUATION/DISPERSION ON AVO ANALYSIS**

The seismic wave propagation in a saturated porous rock media is conditioned by the loss of wave energy due to the phenomenon of attenuation and dispersion of velocity. The major cause of seismic wave attenuation in fluid-saturated rocks is the flow of the pore fluid induced by the passing wave (wave induced fluid flow). According to Gurevich et al. (2010) when an elastic wave propagates through a fluid-saturated medium, it creates local pressure gradients within the fluid phase, resulting in fluid flow and corresponding internal friction until the pore pressure is equilibrated. There are different physical mechanism for seismic attenuation/dispersion. Chapman et al. (2005, 2006) have shown how to use the mechanism of squirt-flow to model hydrocarbon-related dispersion and attenuation anomalies. The P-wave reflection coefficients can become strongly frequency dependent. Synthetic modelling by Chapman et al. (2005) and field data examples by Odebeatu et al. (2006) are used to support that AVO signatures at a plane interface bounded by two poro-elastic half spaces can be highly influenced by the frequency (Loizou et al 2008).

The Figure 4 shows the variations of P-wave reflection coefficients with saturation and frequency for a typical Classes III and class I AVO extracted from the work of Chapman (2006). Class III AVO, an interface with high to low impedance contrast, amplitudes would be expected to decrease as frequency increases above the transition frequency. While the AVO class I has a strong anomaly at high frequencies. The variation of AVO with frequency is also heavily dependent on the presence of saturated fluids.

a) Class III AVO



b) Class II AVO

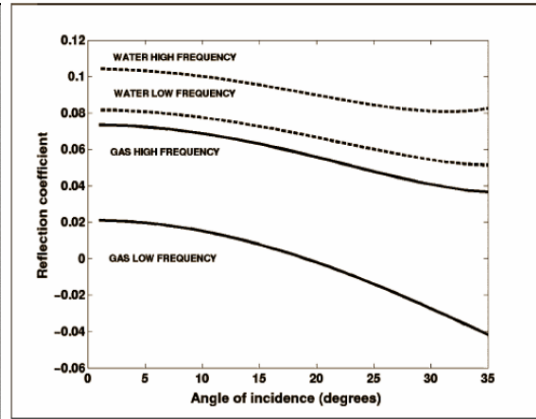


Figure 4. Variation of P-wave AVO with fluid saturation in the high and low frequency limits for a typical Class III AVO (a) and class I AVO (b). Extracted from Chapman et al. (2006)

The spectral decomposition (SD) in this way, might be a tool to detect the effect of frequency-dependent AVO. The SD primarily is used for layer thickness determinations and identifying stratigraphic variations, it has been helpful in identifying hydrocarbons as a DHI (Direct Hydrocarbon Indicator) and determining fluid types and lithology's (Castagna, 2003). The spectral decomposition is the conversion of seismic data into discrete frequencies/wavenumbers bands. The process involves, decompose the seismogram into its constituent wavelets using wavelet transform (Sinha et al., 2005) or small time windows using Short Time Window Fourier Transform (Partyka et al., 1999). Sum the Fourier spectra of the individual wavelets in the time frequency domain and sort them to produce iso-frequency cubes, section, time slices, and horizon slices (Castagna et al., 2003). In this work, we used a Gabor-Morlet complex wavelet transform (Morlet et al., 1982) to perform spectral decomposition to detect the effect of frequency-dependent AVO. This part of the work follows the procedure detailed in the recent paper by Chapman et al. (2006).

## 8.6. RESULTS AND DISCUSSIONS

Before to perform AVO analysis is important to reduce noise at the seismic traces of CDP gathers. We follow the data conditioning workflow below to reduce noise in order to obtain better AVO results. The following steps compose the workflow:

- (1) Angle Mute to eliminate noise on far offset traces
- (2) Band Pass filter to work only with frequencies of interest

- (3) Super gather to suppress random noise
- (4) Trim Statics to fix migration move-out problems on Pre-Stack data.
- (5) Parabolic Radon Transform to remove multiples and random noise

The figure 5 shows a CDP before the data conditioning (a) and the CDP after the data conditioning (b). Note how the correlation between the events was improved after the conditioning

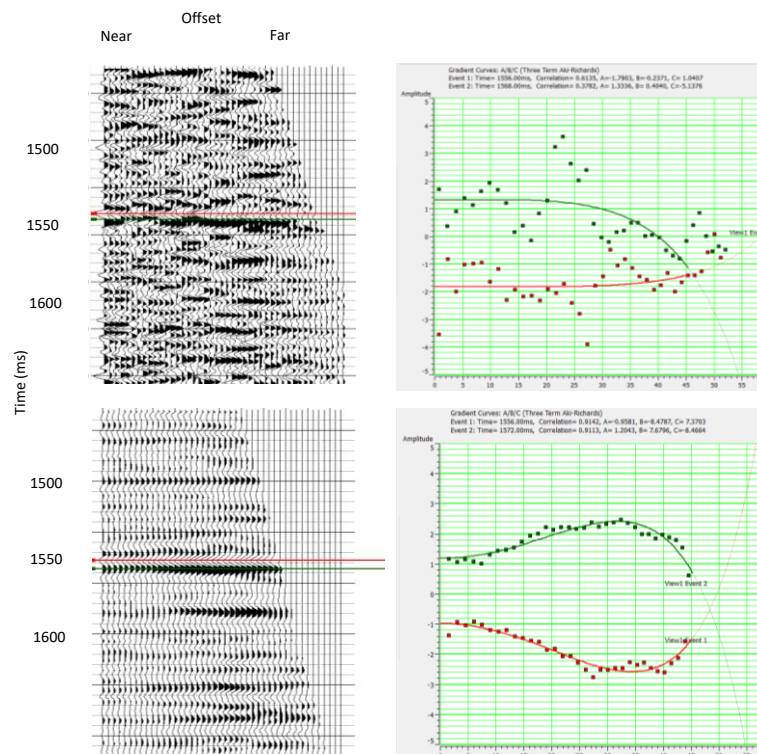


Figure 5. Data conditioning before (a) and after. The events green and red has 91% of correlation

After performing data conditioning we started the AVO analysis to investigate a bright negative anomaly at the top of Buracica Age (Barremian) This anomaly was mapped in a previous work and is related to a low impedance sandstone in an onshore area. We used the AVO Gradient analysis to check AVO class at different positions along this anomaly. Two 2D lines were extracted from the 3D seismic volume and the Gradient analysis was performed in different positions through crosslines. Next we performed the AVO Attribute Volume. This process allows us to produce large volumes of seismic data, searching for hydrocarbon anomalies areas. These results came from the Aki-Richards approximation to the Zoeppritz equations.

The results from AVO analysis are quite satisfactory for the reduction of exploratory risk for the prospect mapped in the study area. The seismic anomaly has a great variation of amplitude with offsets, being able to be classified as an AVO anomaly according to the crossplot of Intercept x

Gradient shown in figures 6 and 7. The crossplot seems to indicate a class III anomaly. According to Rutherford & Williams (1998), class III AVO anomalies usually represent unconsolidated and uncompacted sands, in addition, Class III sands do not generally have large fractional changes in amplitude from near to far offsets. In the figure 6 and 7 we cannot observe these continuous reflectivity in both offsets, clearly the far offsets have more reflectivity than near traces. Probably due to tectonics efforts in rift portion where our target is inserted we believe in a compact sandstone, with low to medium porosity. In this way AVO class 2 seems to be similar to our target. According to Rutherford & Williams (1998) a Class II sand has nearly the same impedance as the encasing material. Such a sand is generally moderately compacted and consolidated. Since the zero-offset reflection coefficients of Class II sands are close to zero, large fractional changes in reflectivity from near to far offset can occur. The target has amplitudes values close to zero at near offsets and the far offsets are marked for high amplitude values.

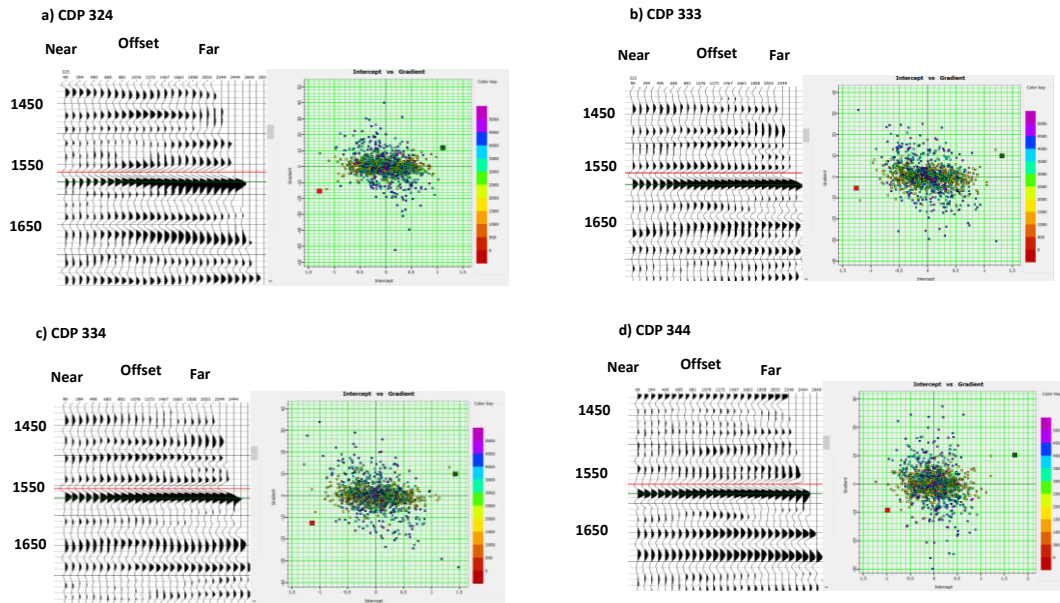


Figure 6. CDP gathers from line A and crossplot of Intercept x Gradient for each CDP showing the class III AVO anomaly found through gradient analysis.

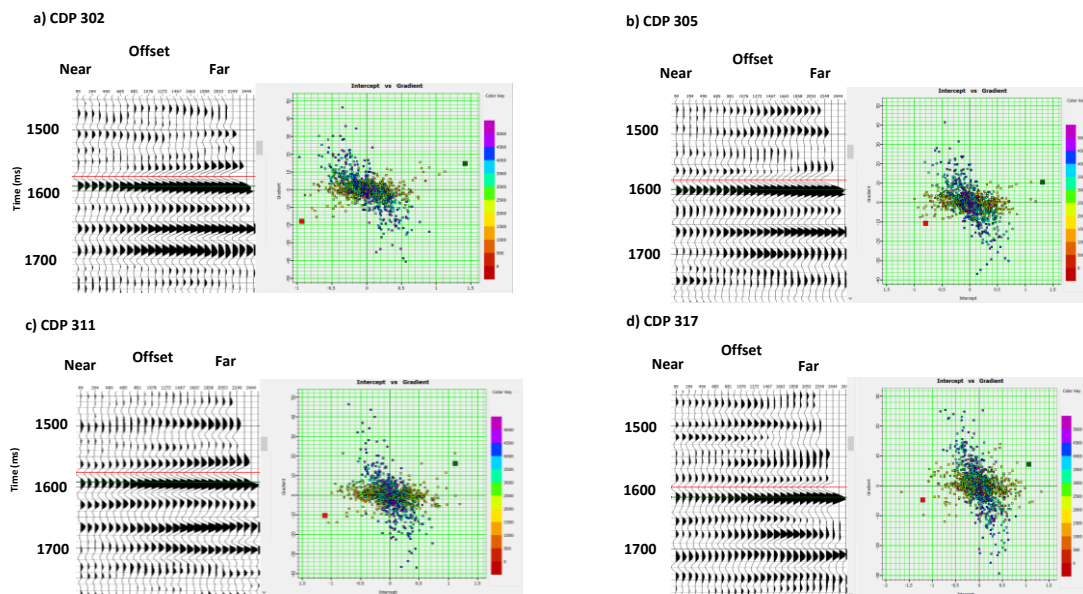


Figure 7. CDP gathers from line B and crossplot of Intercept x Gradient for each CDP showing the class III AVO anomaly found through gradient analysis.

The AVO anomaly is clearly present in the three AVO computed attributes for the seismic lines: Intercept vs Gradient, Scaled Poisson's Ratio, and Fluid Factor. According to Castagna et al. (1998) the low impedance gas sand encased in shale have a larger negative A and B values than the associated non-pay reflectors thus,  $A \times B$  have a positive response at both top and base. The AVO sum ( $A+B$ ) shows a negative response at the top of the reservoir (a decrease in Poisson's ratio) and a positive response at the base (an increase in Poisson's Ratio) indicating hydrocarbon-

charged sands. This attribute works well for Class II and III AVO responses (Ross, 2002). The fluid factor attribute shows the fluid response for the anomaly. The effect of gas is to make  $R_P - R_S$  more negative. (Hampson-Russell, 2013)

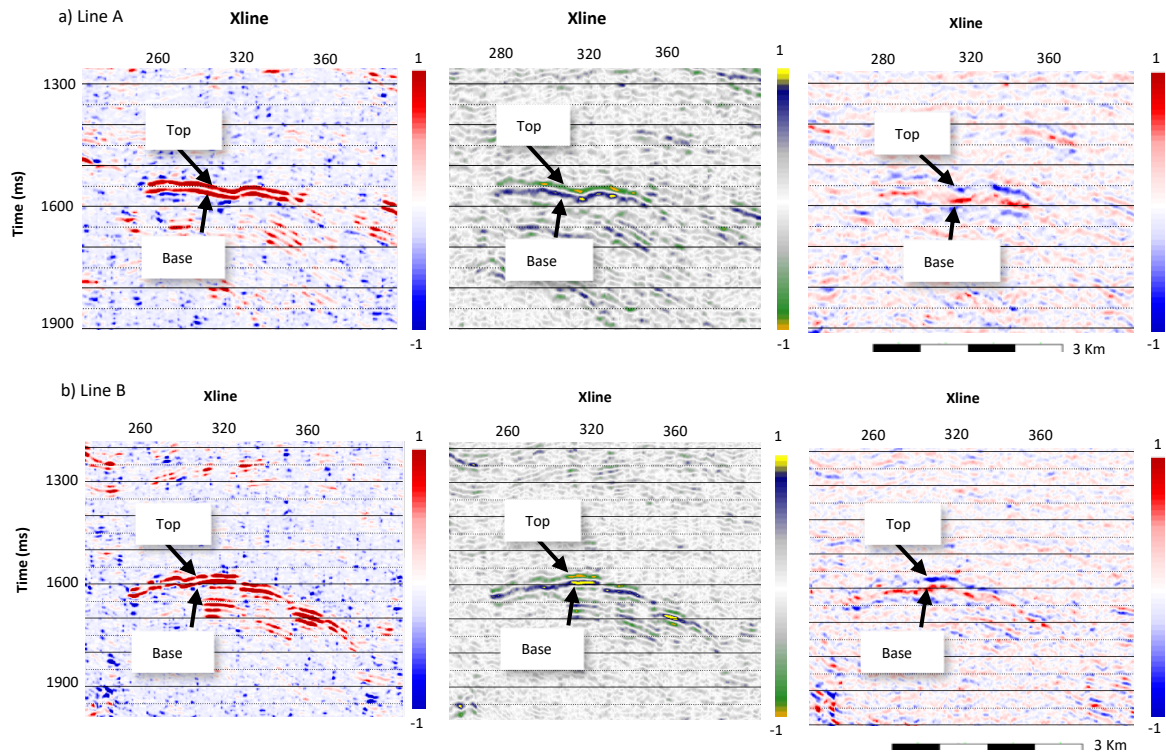
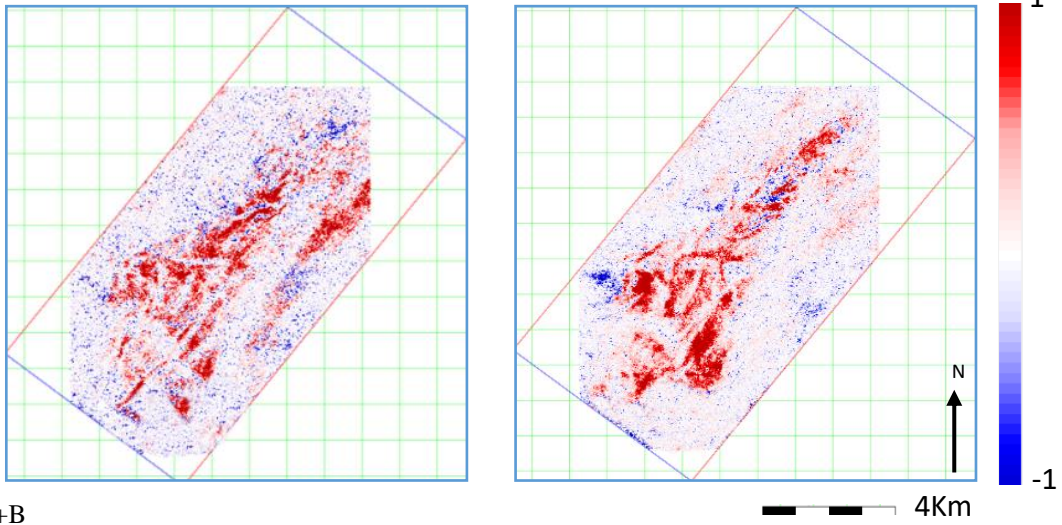


Figure 9. Pre stack seismic attributes computed over line A (a) and line B (b). The amplitudes have been normalized between  $-1$  and  $1$ . Left images represents the Intercept x Gradient, with negative top and base response for the attribute; middle image is showing the Poisson's ratio with negative top and positive base response and the right image displays the Fluid Factor where values most close to  $1$  is indicative of fluid.

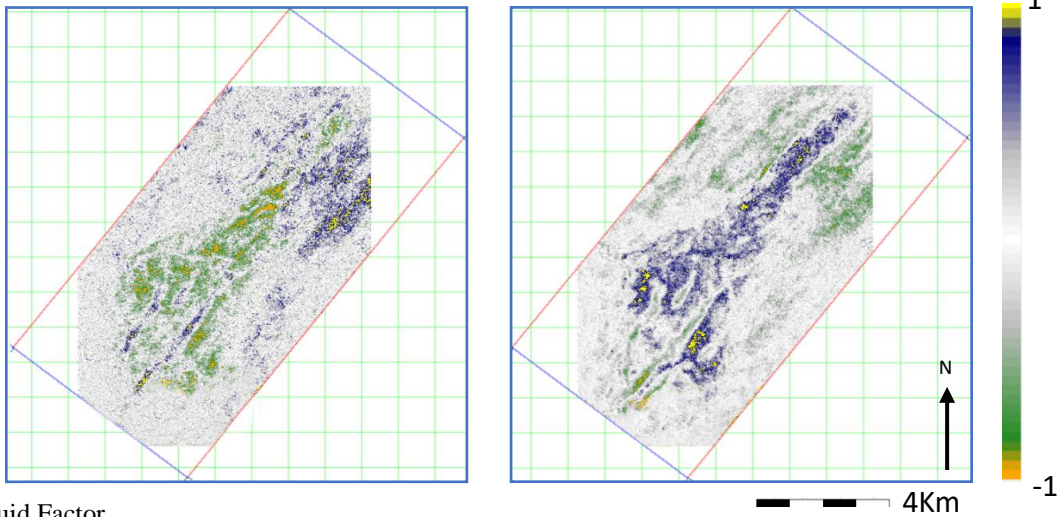
We performed the extraction of these attributes for all seismic data volume, this allows us to analyze large volumes of seismic data looking for hydrocarbon anomalies. We created two images for each attributes specified above. The images represent the attribute extracted at the top and 15 ms below, we consider this interval being the reservoir thickness. Note in the next figures how the feature of the turbidite is well evidenced. In addition, as already shown above, the values that the attribute contains are in agreement with the discrimination of fluids in the mapped fan. The Intercept vs Gradient has a positive response for top and base, the Poisson's ratio has a negative response for the top and positive response for the base and the fluid factor has a strong response for all turbidite. More interesting still is to notice the presence of structural faults acting over the fan.



AxB



A+B



Fluid Factor

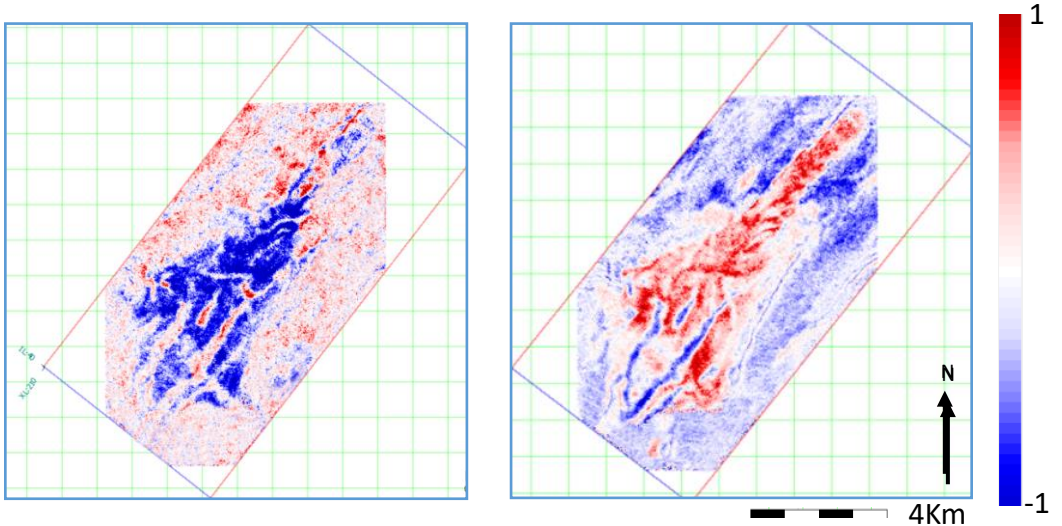


Figure 10. Seismic attributes volumes for all 3D seismic data. Top image Axb. Middle image scaled Poisson's ratio and bottom image Fluid Factor. Left image represents the top and right images the base of the reservoir

The intercept (A) and gradient (B) of Line A and B were crossplotted within a 50 ms window around the top reflector horizon (Figure 8). The red polygon highlights the top of the prospect and the blue polygon, the base.

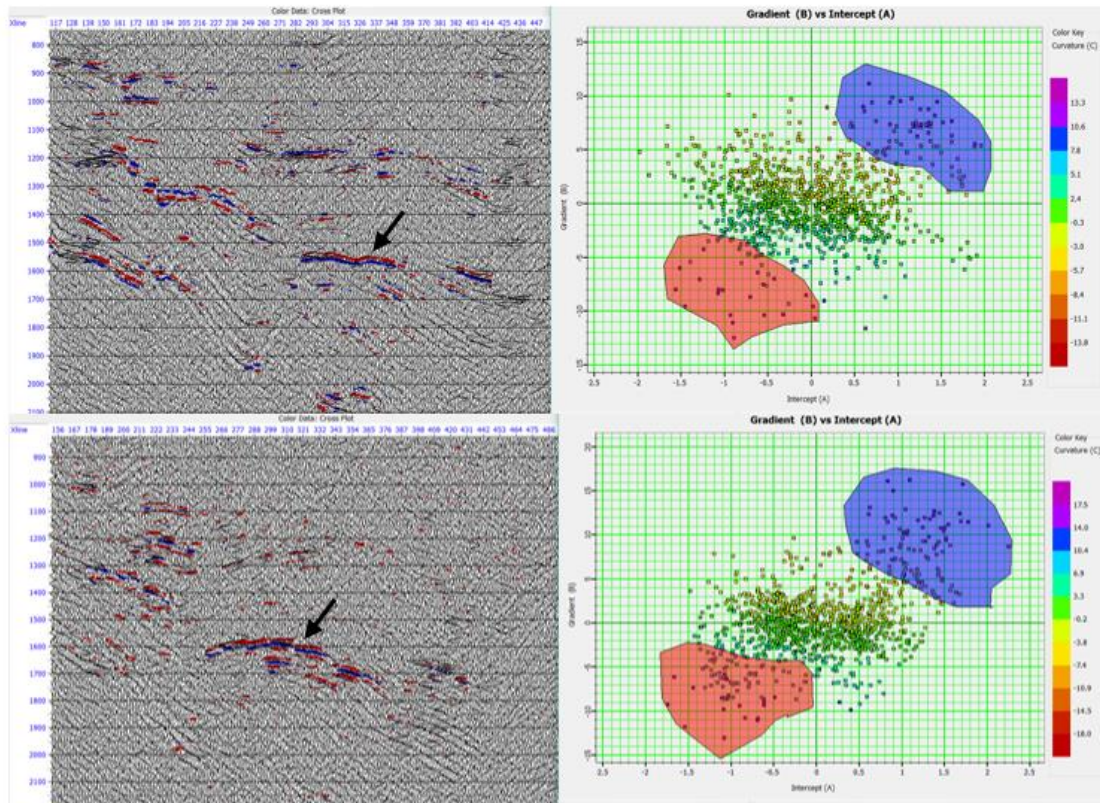


Figure 8. AxB crossplots within a 50 ms window around the top prospect horizon. The red polygon highlights the top of target and blue polygon highlights the base of target. Black arrow shows the target.

### 8.6.1. SEISMIC ATTENUATION MODELLING

In order to understand implications of reflections from an interface between two porous media, we computed the frequency-dependent velocity and attenuation for a 1-D poroelastic model. We performed the calculation of the attenuation for a poroelastic model through the analytical solution of the White's model using the Matlab software. White et al. (1975) performs a simple approach to calculate attenuation through a one-dimensional (1-D) model with periodic saturation alternations (gas and water). The model of White et al (1975) is based on the Biot (1941) theory of poroelasticity and is able to explain the losses of energies due to fluid flow in mesoscopic scale, a scale much larger than the dominant size of the pores of the rock and much smaller than the length of the wave. In this way, the wave propagation in the medium distinctly

compresses mesoscopic regions with different physical properties, resulting in a higher fluid pressure in some regions than in others. This difference results in a pressure gradient. The mesoscopic fluid flow occurs to balance this difference.

The White's analytical solution addresses the determination of several parameters to generate the frequency-dependent Q quality factor and the phase velocity  $V_p$  for a given set of physical properties of the rocks. The quality factor Q according to White's model can be defined as shown below:

$$Q = \frac{Re(E)}{Im(E)}$$

And the P wave velocity:

$$V_p = \left( Re \left( \frac{1}{V} \right) \right)^{-1},$$

where E is the complex modulus of the P wave for propagations perpendicular to the surface and V is the complex velocity of the P wave.

$$V = \sqrt{\frac{E}{\rho}},$$

Where  $\rho$  is the bulk density of the partially saturated poroelastic medium. A complete description of White's model equations can be found in the work of Quintal et al. (2009). Table 1 shows the physical parameters used to calculate the attenuation in this work.  $K_s$  is the bulk modulus of the grain;  $\mu_{dry}$  is the shear modulus of the dry frame;  $\rho_s$  is the density of the grain;  $K_f$  is the bulk modulus of the fluid;  $K_m$  is the Bulk modulus of the dry frame;  $\rho_f$  is the density of the fluid;  $\kappa$  is permeability and  $\eta$  is the viscosity.

Parameters	Water saturated sandstone	Gas saturated sandstone
$K_s$ (GPa)	37	37
$K_m$ (GPa)	3.5	3.5
$\mu_{dry}$ (GPa)	3.0	3.0
$\rho_s$ (kg/m <sup>3</sup> )	2650	2650
$K_f$ (GPa)	2.4	0.022
$\rho_f$ (kg/m <sup>3</sup> )	1000	100
$\Phi$	15%	15%
$\mathcal{K}$ (mD)	0,2	0,2
$\eta$ (Pa s)	0.001	10 <sup>-5</sup>

Table 1 - Petrophysical parameters. Values adapted from Quintal et al. (2009).

To illustrate the variation of attenuation and velocity dispersion with physical properties, we follow the example described in Carcione et al. (2006). In this example we change the thickness of the layers ( $d$ ) and kept the solid matrix characteristics of the medium. The medium one is saturated with water and the medium two is saturated with gas at 1 km-depth conditions. The subcases are:

- $d_1 = d_2 = 0.1$  m
- $d_1 = d_2 = 0.2$  m
- $d_1 = d_2 = 0.4$  m.

Figure 11 shows the results from White's model. The curves correspond to different layer thicknesses: black curve -  $d_1 = d_2 = 0.1$ m; red curve -  $d_1 = d_2 = 0.2$  m; blue curve-  $d_1 = d_2 = 0.4$  m. Dutta and Seriff (1979) and Carcione et al. (2006) demonstrate the equation for calculating the transition frequency ( $f_m$ ), that is, the frequency at which the relaxation peak occurs approximately when the properties of the medium are changed.

$$f_m = \frac{8\kappa_1 K_{E_1}}{\pi\eta_1 d_1^2}$$

As predicted by equation, when  $d_1$  increases (i.e., the saturation of the stiffest fluid increases), the relaxation peak of  $1/Q$ , a measure of attenuation, moves towards low frequencies. The maximum loss is the same for the three relaxation peaks. (Carcione et al., 2006.).

The results obtained through the White's model work theoretically to observe the phenomenon of velocity variation with frequencies. This approach differs from that presented in Chapman's work (2006), since it uses a different attenuation mechanism. However, the White's model has a simpler execution and allows the same frequency-dependent velocity observation, which consequently changes the reflection coefficient values for each frequency band in the seismic data.

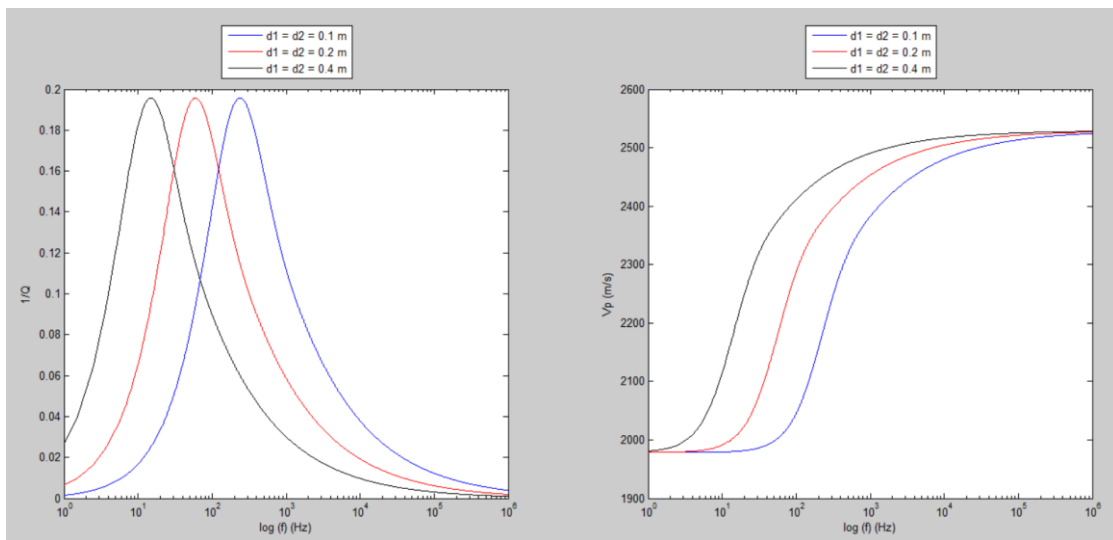


Figure 11. Seismic attenuation ( $1/Q$ ) and velocity dispersion of P wave for a sandstone saturated with water (medium 1) and saturated with gas (medium 2).

Chapman et al. (2005) performed a theoretical study of reflections from layers, which exhibit fluid-related dispersion and attenuation, and showed that in such cases the AVO response was frequency-dependent. We follow the procedure detailed on the paper of Chapman (2006) to study the behavior of our seismic anomaly through different frequencies. We formed “iso-frequency sections” from the stacked data to observe the variation of amplitude at different frequency band for our target as proposed in the work of Castagna et al. (2003).

The AVO anomaly found in the gradient analysis are consistent with theoretical predictions for frequency-dependent AVO behaviors as shown in the figure 4. The prospect is bright at low

frequency, but did not stand out on the higher frequencies. This highlights the fact that in practice the concepts of amplitude and AVO anomalies are typically frequency-dependent phenomena.

Figure 12 shows a comparison of the iso-frequency sections for the frequencies ranging between 15 and 45 Hz. The exploratory target illustrated in each section, has a great anomaly at low frequencies with an increase of amplitudes values between 15 and 25 Hz, after that, the frequency systematically has a decrease, consistent with the theoretical prediction for Class III AVO anomaly according to the work of Chapman (2006).

The proposal in this part of the work is to demonstrate how amplitude values are conditioning with frequency. As shown in White's model, the velocity dispersion is correlated to the energy loss of the wave through the mechanisms of absorption of the medium which causes the variation of the reflection coefficient for each frequency band. Despite this, the tuning effect can occur in each iso-frequency section. The low-frequency anomalies may be also attributed to the tuning effects, which "boost" the reflections from reservoirs containing some particular type of fluid, for example, gas, comparatively with the reflections from reservoirs with other types of fluid (Castagna et al., 2003). Reservoirs that exhibit an acoustic impedance contrast will display their maximum amplitude at tuning, which is a function of frequency/wavenumber. Tuning is a bed that is  $1/4$  wavelength in thickness, for which reflections from its upper and lower surfaces interfere (Sheriff, 2005). Odebeatu et al. (2006), Chapman et al. (2006) and Zhang et al. (2007) published modelling studies on the effect of tuning. The thin-layer tuning effect can be significant and is dependent on both offset as well as the ratio of the layer thickness over wavelength. However, dispersion/attenuation will still modify the spectral characteristics caused by tuning and the tuning effect alone cannot cause the Class I high frequency brightening and the Class III low-frequency brightening (Loizou et al., 2008). From the examples of figure 12, clearly, our target has its maximum value of amplitude in the section of 25 Hz, probably this frequency is the closest to the tuning frequency.

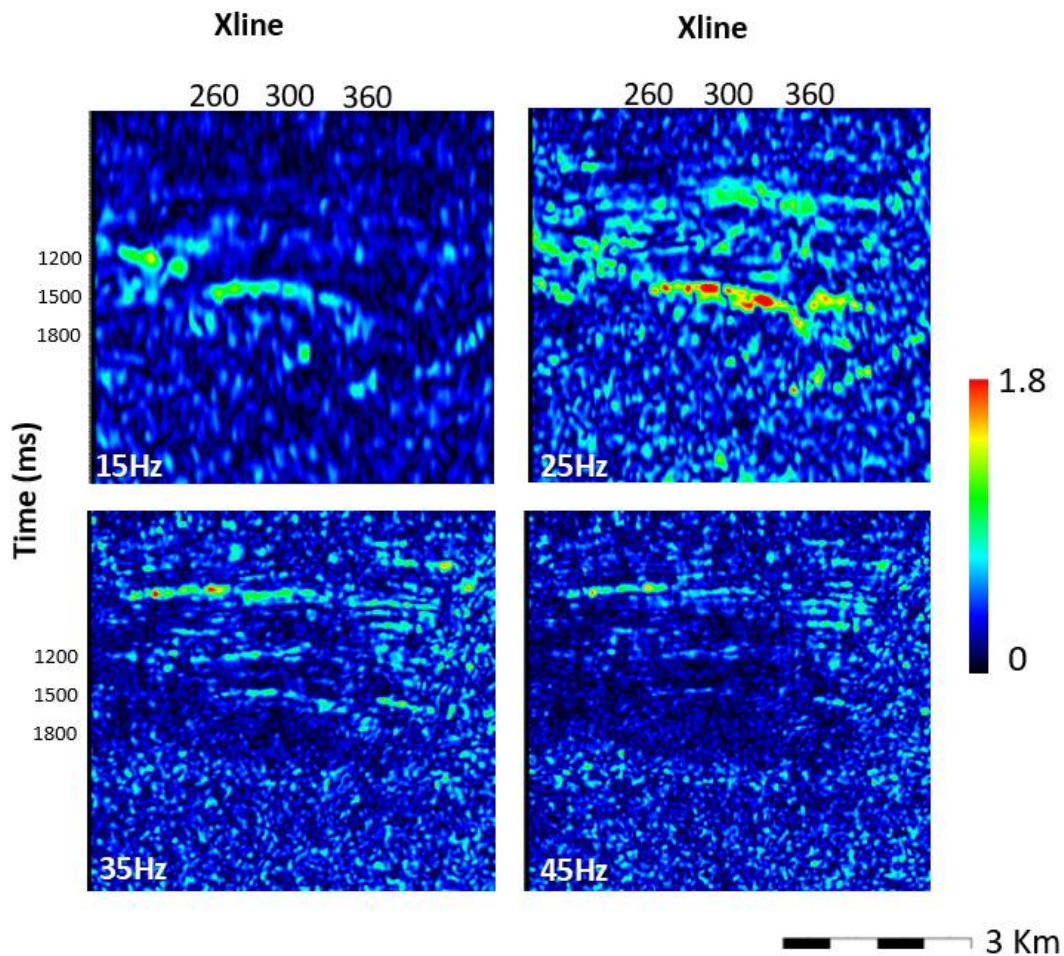


Figure 12. Selected iso-frequency sections of the stacked seismic data from our exploratory target. We can observe that the amplitudes values has an increase between 15 and 25 Hz and after that, the amplitudes systematically decrease.

## 8.8. CONCLUSIONS

The AVO analysis proved to be an effective tool to study the variation of the seismic amplitude with the offsets for the exploratory target. Although we do not have any wells to compare results, the maps and sections made by the pre-stack attributes can help in the reduction of the exploratory risk once they define in a very coherent way the characteristics of the mapped turbidite and the reservoir features as top and base in the seismic sections. The Intercept x Gradient crossplot suggests the classification of a class III anomaly for our target, we understand that unconsolidated sands with very low acoustic impedance are unusual at rift portion of Alagoas basin and therefore more studies are necessary as the comparison with other anomalies already drilling at the basin. Seismic low frequencies could be observed in the iso-frequency sections, as discussed by

Chapman (2006). Fluid-related dispersion and attenuation gives rise to frequency-dependent reflection coefficients, and in many cases, this can have a strong effect on reflection data. Our target has a coherent character for class III AVO anomaly in which at higher frequencies the anomaly tends to be less bright than at low frequencies. Between 15 and 25 Hz, the results are unexpected, probably caused by tuning effects. Our purpose here was to demonstrate some techniques that may help to reduce the exploratory risk when there are few available data for comparison, especially through Pre-Stack attributes performed over CMP gather.

## 9. REFERENCES

- Aquino, G.S; Lana, M.S. Exploração na Bacia de Sergipe Alagoas: O “estado da arte”. B. Geoci. Petrobrás, Rio de Janeiro, v. 4, n. 1, p. 75-84, jan/mar 1990
- Biot, M. A. 1962. Mechanics of deformation and acoustic propagation in porous media: Journal of Applied Physics, vol 33, p. 1482-1498.
- Cainelli, C., Mohriak, W.U. 1998. Geology of Atlantic Eastern Brazilian basins.1998. In: AAPG, International Conference & Exhibition Short Course – Brazilian GeologyPart II, Rio de Janeiro, Brazil, 67 p.
- Carcione, J. M. and S. Picotti, 2006. P-wave seismic attenuation by slow wave diffusion: Effets of inhomogeneous rock properties: Geophysics, vol 71, p 1-8.
- Castagna, J.P., Sun, S. & Siegfried, R.W. 2003. Instantaneous spectral analysis: detection of low frequency shadows associated with hydrocarbons. The Leading Edge, 22, 127-129.
- Chapman, M., Liu, E. & Li, X.Y. 2005. The effects of abnormally high attenuation on AVO signatures. The Leading Edge, 24 (11), 1120-1125.
- Chapman, M., E. Liu, and X. Li, 2006, The influence of fluid-sensitive dispersion and attenuation on AVO analysis: Geophysical Journal International, 167, 89–105
- Dasgupta, R., and R. A. Clark (1998), Estimation of Q from surface seismic reflection data, Geophysics, 63,2120–2128
- Dutta, N. C., and A. J. Seriff, 1979, On White’s model of attenuation in rocks with partial saturation: Geophysics, 44, 1806–1812.
- Fatti, J. L., Vail, E J., Smith, G. C., Strauss, P. J., and Levitt, P. R.,1994, Detection of gas in sandstone reservoirs using AVO analysis: A 3-D seismic case history using the Geostack technique: Geophysics, 59,1362-1376
- Feijó, F.J. Bacias de Sergipe e Alagoas. B. Geoci. Petrobrás, Rio de Janeiro, 8(1): 149-161, jan/mar, 1994.



- Goloshubin, G.M. & Bakulin, A.V., 1998. Seismic reflectivity of a thin porous fluid-saturated layer versus frequency, 68th Ann. Geophys., 976–979.
- Gurevich, B., Makarynska D., Bastos O., Pervukhina M., 2010. A simple model for squirt-flow dispersion and attenuation in fluid-saturated granular rocks. Geophysics, vol. 75, NO. 6
- Hampson-Russel. 2013. AVO Workshop part 1. CGG Company.
- Korneev, V. A., G. M. Goloshubin, T. M. Daley, and D. B. Silin, 2006, Seismic low-frequency effects in Monitoring fluid saturated reservoirs: Geophysics, 69, 522–532.
- Lana, M.C. & Milani, E.J. A Microplaca do Nordeste Brasileiro: um elemento no rifteamento no Cretáceo Inferior. Anais do XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia, 34, Goiânia, v. 3.1986.
- Liu L N., E. Chapman M. 2008. AVO analyses and spectral decomposition of seismic data from four wells west of Shetland, UK. Petroleum Geoscience, 14, 355-368
- Mohriak, W. U. et al. Crustal architecture and tectonic evolution of the Sergipe-Alagoas and Jacuípe basins, offshore northeastern Brazil. Tectonophysics 288, Rio de Janeiro, p. 199-220, 1998.
- Morlet, J., Arens, G., Fourgeau, E., and D., G., 1982. Wave propagation and sampling theory. Geophysics, 47, 2, 203-236.
- Odebeatu, E., Zhang, J., Chapman, M., Liu, E. & Li, X.Y. 2006. Application of spectral decomposition to detection of dispersion anomalies associated with gas saturation. The Leading Edge, 25 (2), 205-210
- Ostrander, W. J., 1982, Plane-wave reflection coefficients for gas sands at non-normal angles of incidence: 52nd Ann. Internat. Mtg., Sot. Expl. Geophy. Expanded Abstracts, 216218.
- Ostrander, W. J., 1984, Plane-wave reflection coefficients for gas sands at non-normal angles of incidence: Geophysics, 49, 1637-1648.
- Partyka, G., Gridley, J., Lopez, J., A., 1999. Interpretational applications of spectral decomposition in reservoir characterization. The Leading Edge, 18, 353-360.
- Quintal, B., S. M. Schmalholz, and Y. Y. Podladchikov. 2009. Low-frequency reflections from a thin layer with high attenuation caused by interlayer flow. Geophysics, vol 74, p. n15-n23
- Ross, C. P., 2000, Effective AVO crossplot modeling a tutorial: Geophysics, Society of Exploration Geophysicists, 65, 700-711
- Rutherford, S.R. and Williams, R.H. 1989. Amplitude versus offset variation in gas sands. Geophysics, 57, 680-688.
- Sheriff, 2005-Encyclopedic Dictionary of Applied Geophysics. Society of exploration Geophysics
- Shuey, R. T., 1985. A simplification of the Zoeppritz equations. Geophysics, 50, 609- 614.
- Sinha, S., Routh, P. S., Anno, P. D. and Castagna, J. P., 2005, Spectral decomposition of seismic data with continuous-wavelet transform. Geophysics 70, P19-P25

Smith, G. C., and Guidlow, P. M., 1987, Weighted stacking for rock property estimation and detection of gas: *Geophysics. Prosp.* 35, 993-1014.

Zhang, J., Chapman, M., Liu, E., Li, X.Y., Wang, S. and Liu, Z., 2007. Fluid detection by spectral decomposition: lessons from numerical, physical modelling and field studies. *Expanded Abstracts, 69th EAGE Meeting, June 2007, London, P100.*

Zoeppritz, K., 1919, Erdbebenwellen VIII B, ON the reflection and propagation of seismic waves: *Gottinger Nachrichten*, I, 66-84.

White, J. E., N. G. Mikhaylova, and F. M. Lyakhovitskiy, 1975, Low-frequency seismic waves in fluid saturated layered rocks: *Izvestija Academy of Sciences USSR, Physics of the Solid Earth*, vol 11, p 654-659.

Wiggins, R., Kenny, G.S., and McClure, C.D. 1983. A method for determining and displaying the shear-velocity reflectivities of a geologic formation: *European patent Application 0113944*

## 9. CONSIDERAÇÕES FINAIS

O mapa de amplitudes da Fm Morro do Chaves sugeriu a área de deposição de coquinas mais restritas à borda do lago de direção NW, enquanto os sedimentos siliciclásticos, ou depósitos híbridos (arenitos-folhelhos) avançam em direção à parte profunda do lago. Esses sedimentos desempenham um papel importante no modelo exploratório e podem ser identificados como possíveis selos. O alvo exploratório, quando identificado no mapa de amplitude, mostra a geometria e morfologia de um lobo turbidítico controlado por estruturas tectônicas da bacia. A análise da deposição estratigráfica pelos princípios da estratigrafia de seqüências, ajudaram na compreensão dos ciclos de deposição, permitindo inserir o alvo exploratório no Barremiano tardio.

Os poços apresentaram indícios de hidrocarbonetos em boa extensão, no entanto, sem a identificação de um intervalo gerador sugerindo que a geração ocorre fora da área de estudos e há a migração para os reservatórios identificados. A armadilha do modelo pode ser considerada do tipo misto, principalmente na seção rasa do leque, em que o reservatório está encaixado por falhas com uma boa inversão do refletor sísmico.

A análise AVO mostrou ser uma ferramenta eficaz para estudar a variação da amplitude sísmica com os offsets na área de estudo. Embora não seja possível a comparação com modelos na região, os mapas e as seções feitas pelos atributos Pre Stack podem ajudar na redução do risco exploratório uma vez que definem de forma muito coerente as características morfológicas do turbidito nos mapas e do reservatório como topo e base nas seções sísmicas. O crossplot sugere a classificação de uma anomalia de classe 3. Como areias não consolidadas são incomuns na porção rifte da bacia de Alagoas sugere-se mais estudos para comparação com outras anomalias que obtiveram sucesso econômico na bacia. As anomalias de baixas frequências sísmicas podem ser observadas nas seções de iso-frequência. A dispersão e a atenuação relacionadas ao fluido dão origem a coeficientes de reflexão dependentes da frequência e, em muitos casos, isso pode ter um forte efeito nos dados sísmicos quando observados em faixas distintas de frequência. Nosso alvo possui um caráter coerente para a anomalia da classe 3 AVO em que, em frequências mais altas, a anomalia tende a ser menos brilhante que as baixas frequências. Entre 15 e 25 Hz, os resultados são inesperados, provavelmente causados por alguns efeitos de tuning.

Os reservatórios rifte na bacia de Alagoas com fechamento do tipo misto ou estratigráfico não são tão comuns, ao contrário dos reservatórios fechados por modelos

estruturais como aqueles do campo de Pilar, por exemplo. Assim sendo, os resultados aqui apresentados oferecem novos modelos exploratórios que podem vir a apresentar sucesso na Sub-bacia de Alagoas.

## 10. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Agência Nacional do petróleo, gás natural e biocombustíveis (ANP). 2017. Bacia de Sergipe Alagoas Sumário Geológico e Setores em Oferta, 14ª rodada de licitações.

Agência Nacional do petróleo, gás natural e biocombustíveis (ANP). 2015. Boletim anual de Reserva

ANP/UFRN/FUNPEC. 2008 Revisão Geológica e reavaliação dos sistemas petrolíferos da bacia de Sergipe-Alagoas

Aquino, G.S; Lana, M.S. Exploração na Bacia de Sergipe Alagoas: O “estado da arte”. B. Geoci. Petrobrás, Rio de Janeiro, v. 4, n. 1, p. 75-84, jan/mar 1990.

Asmus, H.E. & BAISCH P, R. 1983. Geological evolution of the Brazilian continental margin. Episodes, 4: 3-9.

Asmus, H. E. Geotectonic significance of Mesozoic-Cenozoic magmatic rocks in the Brazilian continental margin and adjoining emerged area. In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, 5. 1982, Buenos Aires. Actas... Buenos Aires: Servido Geológico Nacional, 1982. v. 3, p. 761-779.

Asmus, H. E.; Porto, R. Diferenças nos estágios iniciais da evolução da margem continental brasileira: possíveis causas e implicações. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31.1980, Camboriú. Anais... São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1980. v. 1, p. 225-233.

Azambuja N.C., Arienti L.M., Cruz F.E.G. 1998. Guidebook to the Rift-Drift Sergipe-Alagoas, Passive Margin Basin, Brazil. In: The 1998 AAPG International Conference and Exhibition, Rio de Janeiro, AAPG, p.113.

Biot, M. A. 1962. Mechanics of deformation and acoustic propagation in porous media: Journal of Applied Physics, vol 33, p. 1482-1498.

Bradley, C. A.; Fernandez, M. N. Early Cretaceous paleogeography of Gabon/North-Eastern Brazil. – A tectono-stratigraphic model based on propagating rifts. In: CURNELLE, R. (Ed.) Géologie Africaine. Boussens: Elf-Aquitaine, 1992. p. 17-30. (Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine. Memoire, 13).

Brown, A. R., 2011, Interpretation of three-dimensional seismic data, AAPG Memoir, 42, 7th Edition

Brown, L. F.; Fisher, W. L., 1977. Seismic-stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from Brazilian rift and pull-apart basins. In: PAYTON, C.E. (Ed.) Seismic stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, v.26, p. 213-248.

Bueno, G.V. Diacronismo de eventos no rifte Sul-Atlântico. B. Geoci. Petrobrás, Rio de Janeiro, v. 12, n. 2, p. 203-229, maio/nov. 2004.

Cainelli, C., Mohriak, W.U. 1998. Geology of Atlantic Eastern Brazilian basins. 1998. In: AAPG, International Conference & Exhibition Short Course – Brazilian Geology Part II, Rio de Janeiro, Brazil, 67 p.

Castagna, J. P., S. Sun, and R. W. Siegfried, 2003, Instantaneous spectral analysis: Detection of low frequency shadows associated with hydrocarbons: *The Leading Edge*, 22, 120–127

Chang, H. K.; Kowasman, R. O.; Figueiredo, A. M. F. Novos conceitos sobre o desenvolvimento das bacias marginais do leste brasileiro. In: PETROBRAS/CENSUD (Org.). Novos conceitos sobre o desenvolvimento das bacias marginais do leste brasileiro. Rio de Janeiro: PETROBRAS/SINTEP, 1990. p. 269-289.

Chapman, M., Liu, E. & Li, X.Y. 2005. The effects of abnormally high attenuation on AVO signatures. *The Leading Edge*, 24 (11), 1120-1125.

Chapman, M., E. Liu, and X. Li, 2006. The influence of fluid-sensitive dispersion and attenuation on AVO analysis: *Geophysical Journal International*, 167, 89–105

Chopra, S., and K. J. Marfurt, 2005, Seismic attributes - A historical perspective: *Geophysics*, 70, no. 5, 3S0–28S0.

Chopra, S., and K. J. Marfurt, 2007. Volumetric curvature attributes for fault/fracture characterization: *First Break*, 25, 35 –46,

Conceição, J.C.J.; Zalán, P.V.; Wolff, S. Mecanismo de evolução e cronologia do rift sulatlântico. *Boletim de Geociências da PETROBRÁS* 2:255-265, 1988.

Cruz, L.R. 2008 Caracterização tectono-estratigráfica da sequência transicional na sub-bacia de Sergipe. Universidade Federal do Rio Grande do Norte. Natal. RN. Tese nº 24/PPGG.

Darros de Matos, R. M. 1999. History of the northeast Brazilian rift system: kinematic implications for the break-up between Brazil and West Africa. In: Cameron, N. R., Bate, R. H. & Clure, v. S. (eds) *The Oil and Gas Habitats of the South Atlantic*. Geological Society, London, Special Publications, 153, 55-73

- Dasgupta, R., and R. A. Clark (1998), Estimation of Q from surface seismic reflection data, *Geophysics*, 63, 2120–2128
- Daubechies, I., 1988. Orthonormal bases of compactly supported wavelets. *Communication on Pure and Applied Mathematics*, 41, 7, 909-996.
- Dutta, N. C., and A. J. Seriff, 1979, On White's model of attenuation in rocks with partial saturation: *Geophysics*, 44, 1806–1812.
- Falconi, C. M. O., 1990. Sedimentação dos arenitos-reservatórios da Formação Coqueiro Seco (Cretáceo Inferior), Campo de Pilar, Bacia de Sergipe-Alagoas. Universidade Federal de Ouro Preto, Curso de Pós-Graduação em Geociências. Dissertação (Mestrado), 178p
- Falkenheim, F.U.H., 1986. Análise da bacia Sergipe-Alagoas. PETROBRAS/DEPEX/CENPES. Relatório interno da PETROBRAS, s/nº, 210 pp., 9 volumes com mapas. Aracaju
- Farfour, M. Seismic Attributes in Hydrocarbon Reservoirs Detection and Characterization
- Fatti, J. L., Vail, E. J., Smith, G. C., Strauss, P. J., and Levitt, P. R., 1994, Detection of gas in sandstone reservoirs using AVO analysis: A 3-D seismic case history using the Geostack technique: *Geophysics*, 59, 1362-1376.
- Feijó, F. J. Bacias de Sergipe e Alagoas. *B. Geoci. Petrobrás*, Rio de Janeiro, 8(1): 149-161, jan/mar, 1994.
- Figueiredo A.M.F. 1981. Depositional systems in the lower Cretaceous Morro do Chaves and Coqueiro Seco Formations, and their relationship to petroleum accumulations, middle rift sequence, Sergipe Alagoas Basin, Brazil. PhD Thesis, The University of Texas, Austin, 275 p.
- Fontes, L. C., Kowsmann, R. O., Puga-Barnabéu, A. 2017. Geologia e Geomorfologia da Bacia de Sergipe-Alagoas. Editora Universidade Federal de Sergipe
- Garcia, G. G., Silva, R. C., Rangel, C. V, G, T. Garcia, A, J, V. 2010. As sedimentações Carbonáticas e mistas das formações Morro dos Chaves e Riachuelo na Bacia de Sergipe-Alagoas. 45º Congresso Brasileiro de Geologia. Belém. CD-ROM.
- Garcia, H, G., Garcia, A, K, V. 2015 Bioestratigrafia e paleogeografia da Formação Morro do Chaves, Cretáceo Inferior (Barremiano) Bacia de Sergipe-Alagoas.
- Garcia, A, J, V., Rocha, L, M. 2011 Considerações sobre modelos diagenéticos associados a discordâncias e sua aplicação na exploração de Hidrocarbonetos na Sub-Bacia de Sergipe. 6º Congresso Brasileiro de Pesquisa e Desenvolvimento em Petróleo e Gás. ABGP, outubro de 2011.

- Goloshubin, G., C. VanSchuyver, V. Korneev, D. Silin, and V. Vingtalov, 2006, Reservoir imaging using low frequencies of seismic reflections: *The Leading Edge*, 25, 527–531,
- Goupillaud, P., Grossmann, A., and Morlet, J., 1984. Cycle octave and related transforms in seismic signal analysis. *Geoexploration*, 23, 1, 85-102.
- Guazelli, W.; Carvalho, J. C. Estrutura da margem continental leste brasileira e das áreas continentais e oceânicas adjacentes. In: PROJETO REMAC. Aspectos estruturais da margem continental leste e sudeste do Brasil. Rio de Janeiro: PETROBRÁS/CENPES/DINTEP, 1981. (Projeto REMAC, 4).
- Gurevich, B., Makarynska D., Bastos O., Pervukhina M., 2010. A simple model for squirt-flow dispersion and attenuation in fluid-saturated granular rocks. *Geophysics*, vol. 75, NO. 6
- Kinoshita E.M. 2007. Modelagem sísmica-geométrica de fácies dos carbonatos lacustres do Mb. Morro do Chaves, Bacia de Sergipe-Alagoas. MS Dissertation, Instituto de Geologia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 97 p
- Kuchle, J. 2010 Análise tectono-estratigráfica de bacias rifte. Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. IGEO/UFRGS, 2010. [214 f.]. II.
- Lana, M.C & Milani, E.J. A Microplaca do Nordeste Brasileiro: um elemento no rifteamento no Cretáceo Inferior. *Anais do XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia*, 34, GOIÂNIA, V. 3. 1986.
- Lana, M.C. 1990. Bacia Sergipe-Alagoas: uma hipótese de evolução tectono-sedimentar. In: Gabaglia, G.P.R. & Milani, E.J. (eds.) *Origem e Evolução das Bacias Sedimentares*, Ed. Gávea/Petrobrás, p. 311-332.
- Lana, M. C. Rifteamento na Bacia de Sergipe-Alagoas, Brasil. 1985. 124 f. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 1985.
- Larré L, J, C. 1998 Análise sismoestratigráfica dos depósitos sinrifte da Formação Coqueiro Seco (Aptiano inferior a médio), Bacia de Sergipe-Alagoas seismic stratigraphic analysis of sinrift deposits of the Coqueiro Seco Formation (lower to middle Aptian), Sergipe-Alagoas Basin. *B. Geoci. Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 16, n. 1, p. 87-101, nov. 2007/maio. 2008
- Liu, J., and K. J. Marfurt, 2007, Instantaneous spectral attributes to detect channels: *Geophysics*, 72, 23–31.
- Loizou, N. Liu, E. Chapman M. 2008. AVO analyses and spectral decomposition of seismic data from four wells west of Shetland, UK. *Petroleum Geoscience*, 14, 355-368,
- Mallat, S., 1989. A theory of multi resolution signal decomposition, the wavelet representation. *IEEE Transaction on pattern analysis and machine intelligence*, 11, 7, 674-693.

Milani, E.J., Araújo, L.M. Recursos Minerais Energéticos: Petróleo. In: BIZZI, L.A., SCHOBHENHAUS, C., VIDOTTI, R.M., GONÇALVES, J.H. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Texto, Mapas & SIG. Brasília. CPRM. Serviço Geológico do Brasil, p.553-556

Mohriak W. U. 2003. Bacias Sedimentares da Margem Continental Brasileira. In: BIZZI, L. A. et al. Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas & SIG. Brasília: CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 2003. p. 87-166.

Mohriak. W. U. 2012 Bacias da Margem continental divergente. In: HASUI, Y. et al. Geologia do Brasil. São Paulo: Beca, 2012. p.466-480.

Morlet, J., Arens, G., Fourgeau, E., and D., G., 1982. Wave propagation and sampling theory. *Geophysics*, 47, 2, 203-236.

O'Connor, J. M., Duncan R. 1990. Evolution of the Walvis Ridge - Rio Grande Rise hotspotsystem. Implications for African and South American plate motions over plumes. *J Geophys Res B11*: 17475-17502.

Ostrander, W. J., 1982, Plane-wave reflection coefficients for gas sands at non-normal angles of incidence: 52nd Ann. Internat. Mtg., Sot.Expl. Geophysics., Expanded Abstracts, 216218.

Ostrander, W. J., - 1984, Plane-wave reflection coefficients for gas sands at non normal angles of incidence: *Geophysics*, 49, 1637-1648.

Partyka, G. A., J. Gridley, and J. Lopez, 1999, Interpretational applications of spectral decomposition in reservoir characterization: *The Leading Edge*, 18, 353–360.

Peate D.W. (1997) The Parana-Etendeka Province. In: Mahoney J.J., Coffin M.F. (Eds.), *Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism*. American Geophysical Union Monography 100: 217-246.

Per Avseth, Tapan Mukerji and Gary Mavko. 2005 *Quantitative Seismic Interpretation: Applying Rock Physics Tools to Reduce Interpretation Risk* Cambridge University; Press 0521816017

Ponte, F.C.; Asmus, H.E. (1978) Geological framework of the Brazilian continental margin. *Geologische Rundschau*, 67: 235.

Popper. K., 1935 *Logik der Forschung*. First published 1935 by Verlag von Julius Springer, Vienna, Austria

Prosser, S., 1993. Rift-related linked depositional systems and their seismic expression. In: WILLIAMS, G.D.; DOBB, A. (Eds.), *Tectonics and Seismic Sequence Stratigraphy*. Geological Society Special Publication, v.71, p. 35-66.

Puryear, C., S. Tai, and J. P. Castagna, 2008, Comparison of frequency attributes from CWT and MPD spectral decomposition of a complex turbidite channel model: 78th Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts, 393–396.



Quintal, B., S. M. Schmalholz, and Y. Y. Podladchikov. 2009. Low-frequency reflections from a thin layer with high attenuation caused by interlayer flow. *Geophysics*, vol 74, p. n15-n23

Rapoport, M.B., Rapoport, L.I. & Ryjkov, V.I., 2004. Direct detection of oil and gas fields based on seismic inelasticity effect, *The Leading Edge*, **23**, 276–278.

Rocky Roden\* and Mike Forrest, Rose and Associates, LLP, Roger Holeywel. 2005. The impact of seismic amplitudes on prospect risk analysis. SEG/Houston 2005 Annual Meeting

Rutherford, S.R. and Williams, R.H. 1989. Amplitude-versus-offset variations in gas sands. *Geophysics*, 54, 680-688.

Roden, Rocky, Castagna, J.P., and Jones, G., 2005, The impact of prestack data phase on the AVO interpretation-A case study, *The Leading Edge*, V-25, 890-895.

Ross, C. P., 2000, Effective AVO crossplot modeling: A tutorial: *Geophysics*, Society of Exploration Geophysicists, 65,700-711.

Santos, A. S., Freitas, E. L., Quadros, L. P., 1985. Avaliação Geoquímica das Áreas de Pilar, Rio Remédio, Coqueiro Seco, Tabuleiro dos Martins e Marechal Deodoro - Bacia Sergipe-Alagoas. *Boletim Técnico da Petrobras - Volume 28,nº 1 Jan. / Mar. / 1985*

Schaller, H. Revisão estratigráfica da bacia de Sergipe-Alagoas. *Boletim Técnico da Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 12,n. 1, p. 21-86, 1969.

Scholtz C.A.; Moore, T.C.; Hutchinson, D.R.; Golmshtok, A.JA.; Klitgord, K.D. and Kurotchkin, A.G., 1998. Comparative sequence stratigraphy of low- latitude versus high-latitude lacustrine rift basins: seismic data examples from the East African and Baikal rift. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v.140, p.401-420.

Sheriff, 2005-Encyclopedic Dictionary of Applied Geophysics. Society of exploration Geophysics

Shuey, R. T., 1985, A simplification of the Zoeppritz equations. *Geophysics*, 50, 609-614.

Sinha, S., Routh, P. S., Anno, P. D. and Castagna, J. P., 2005, Spectral decomposition of seismic data with continuous-wavelet transform. *Geophysics* 70, P19-P25.

Stewart, K.; Turner, S.; Kelley, S.; Hawkesworth, C.; Kirstein, L.; Mantovani, M. 1996. 3D, 40 Ar-39 Ar geochronology in the Paraná continental flood basalt province. *Earth and Planetary Science Letters*, 143: 95-109.

Simm, R., Bacon, M. 2014. *Seismic Amplitude: An Interpreter's Handbook*. Cambridge University Press

- Smith, G. C., and Guidlow, P. M., 1987, Weighted stacking for rock property estimation and detection of gas: *Geophys. Prosp.*, 35, 993-1014.
- Sousa, D. C., Córdoba, V. C., Jardim de Sá, E. F., 2007. Tectonismo e Sedimentação do Estágio Rifte na Bacia Sergipe-Alagoas. In: XI Simp. Nac. Est. Tectônicos, Anais, p. 49-51
- Souza Lima, W., Andrade, E. J., Bengtson, P., Galm, P.C. 2002 A bacia de Sergipe-Alagoas: evolução geológica, estratigrafia e conteúdo fóssil. Aracaju: Fundação Paleontológica Phoenix, 2002. 34 p. (Edição Especial, v. 1).
- Souza-Lima, W. Hamsi JT., G.P. 2003Bacias sedimentares brasileiras. Bacias da margem continental. Phoenix, 50:1-4, Souza-Lima, W. Litoestratigrafia e evolução tectono-sedimentar da bacia de Sergipe-Alagoas. Phoenix, Aracaju, n.90, p.1-6, jun.
- Standlee, L.A.; Brumbaugh, W.D.; Cameron, N.R. Controlling factors in the initiation of the South Atlantic Rift System. *Elf Aquitaine Memoir*. 13, p. 141-152. 1992.
- Takahashi, I. 2000 Quantifying information and uncertainty of rock property estimation from seismic data. Ph.D Thesis, Stanford University, EUA.
- Taner, M.T., Koehler, F. & Sheriff, R.E., 1979. Complex seismic trace analysis, *Geophysics*, 44, 1041–1063.
- Turner S., Regelous M., Kelley S., Hawkesworth C. & Mantovani M. (1994) Magmatism and continental break-up in the South Atlantic high precision <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar geochronology. *Earth and Planetary Science Letters* 121: 333-348.
- Tygel. M., Schleicher J., and Hubral P., Pulse distortion in depth migration. 1994. *GEOPHYSICS*, 59, p. 1561–1569
- Wiggins, R., Kenny, G.S., McClure, C.D. 1983. A method for determining and displaying the shear-velocity reflectivities of a geologic formation: European patent Application 0113944
- White, J. E., N. G. Mikhaylova, and F. M. Lyakhovitskiy, 1975, Low-frequency seismic waves in fluid saturated layered rocks: *Izvestija Academy of Sciences USSR, Physics of the Solid Earth*, vol 11, p 654-659.
- Vianna, I. O. A., Metodologia do trabalho Científico. Um enfoque didático da produção científica.
- Zhang, J., Chapman, M., Liu, E., Li, X.Y., Wang, S. and Liu, Z., 2007. Fluid detection by spectral decomposition: lessons from numerical, physical modelling and field studies. *Expanded Abstracts, 69th EAGE Meeting, June 2007, London, P100*.
- Zoeppritz, K., 1919, Erdbebenwellen VIII B, ON the reflection and propagation of seismic waves: *Gottinger Nachrichten*, I, 66-84.