



UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA E GEOFÍSICA MARINHA
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOFÍSICA

THIAGO WILLIAM DE MENDONÇA MONTEIRO

EFEITOS DO PROCESSAMENTO SÍSMICO NA VISUALIZAÇÃO DA INTERAÇÃO
SAL / SEDIMENTO NA INTERPRETAÇÃO SÍSMICA

NITERÓI,
JULHO DE 2016

THIAGO WILLIAM DE MENDONÇA MONTEIRO

**EFEITOS DO PROCESSAMENTO SÍSMICO NA VISUALIZAÇÃO DA INTERAÇÃO SAL /
SEDIMENTO NA INTERPRETAÇÃO SÍSMICA**

Monografia referente à disciplina Projeto Final II apresentada ao Curso de Graduação em Geofísica da Universidade Federal Fluminense, como requisito para obtenção do título de Bacharel em Geofísica.

Orientador: **Prof. Dr. CLEVERSON GUIZAN SILVA.**

Co-Orientador: Prof. **Dr. ANDRES GORDON.**

NITERÓI,

JULHO DE 2016

M775 Monteiro, Thiago William de Mendonça
Efeitos do processamento sísmico na visualização da interação sal/sedimento na interpretação sísmica / Thiago William de Mendonça Monteiro. – Niterói : [s.n.], 2016.
47 f.

Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geofísica) –
Universidade Federal Fluminense, 2016.

1.Processamento sísmico. 2.Interpretação sísmica. 3.Bacia de Santos. 4.Halocinética. I.Título.

CDD 622.1592

THIAGO WILLIAM DE MENDONÇA MONTEIRO

EFEITOS DO PROCESSAMENTO SÍSMICO NA VISUALIZAÇÃO DA INTERAÇÃO SAL / SEDIMENTO NA INTERPRETAÇÃO SÍSMICA

Monografia referente à disciplina Projeto Final II apresentada ao Curso de Graduação em Geofísica da Universidade Federal Fluminense, como requisito para obtenção do título de Bacharel em Geofísica.

BANCA EXAMINADORA:

Prof. Dr. Cleverson Guizan Silva / LAGEMAR (UFF)

Prof. Dr. André Luiz Ferrari / LAGEMAR (UFF)

Prof. Dr. Andres Gordon / Karoon Petróleo e Gás

NITERÓI,

JULHO DE 2016

AGRADECIMENTOS

Acredito que a família é a base de tudo na vida de uma pessoa. Agradeço imensamente a minha por sempre me apoiar, motivar e patrocinar em diferentes etapas da minha vida. Vocês que sempre acreditaram em mim! Tenho absoluta certeza que não teria chegado até aqui sem vocês.

Aos meus queridos pais, Maria e William, que ao longo de toda minha trajetória deram mais do que tinham, acreditando que tudo valeria a pena no futuro. Sempre quiseram nos dar aquilo que vocês não puderam ter. Em especial minha mãe, dona Maria, que é sem dúvida a responsável por eu saber o valor que tem a educação e o conhecimento na vida de uma pessoa. Obrigado mãe.

A minha irmã Viviane pelo incentivo e também patrocínio em momentos cruciais da minha vida. Sou muito grato e jamais esquecerei. Obrigado.

Aos grandes amigos que fiz durante a faculdade, por todo o companheirismo, tornando mais fácil e divertido cada passo dado.

Ao meu grande amigo Eric, sempre me ajudando e dividindo as mesmas preocupações bem como as mesmas palhaçadas. Obrigado pelo apoio e incentivo e pelos momentos de riso que não foram poucos. Teria sido muito mais difícil fazer tudo isso sozinho. Obrigado, irmão!

Ao amigo Tisi, pela paciência e compreensão em todos os momentos em que precisei, sempre pronto a ajudar. Obrigado.

Frase

*"Nem tudo que é ouro fulgura,
nem todo o vagante é vadio;
o velho que é forte perdura,
raiz funda não sofre o frio.
das cinzas um fogo há de vir,
das sombras a luz vai jorrar;
a espada há de, nova, luzir,
o sem-coroa há de reinar"*

J.R.R. TOLKEIN

Resumo

A Bacia de Santos localiza-se na margem sudeste do Brasil, entre os Altos de Cabo Frio (23°30'S) e Florianópolis (28°00'S), sendo limitada a oeste pela Charneira Cretácea, que a separa do embasamento raso adjacente à Serra do Mar e a leste pelo limite do Platô de São Paulo (isóbata de 3.000m). A bacia apresenta grande quantidade de evaporitos, especialmente halita, estando diretamente ligada a presença de grandes estruturas halocinéticas presentes na bacia, sendo responsável pela criação de trapas estruturais e estratigráficas, além de vias de migração de hidrocarbonetos, fatores indispensáveis na geração de campos de petróleo. Por essa razão, estudos de identificação de corpos salinos são de suma importância na modelagem de bacias e na consequente diminuição do risco exploratório. O interesse pela exploração petrolífera em armadilhas associadas à domos de sal motivou a realização deste trabalho que teve como objetivo caracterizar e descrever os efeitos causados por dois diferentes tipos de algoritmos utilizados no processo de migração dos dados sísmicos visando uma maior confiabilidade na etapa de interpretação sísmica nas proximidades de estruturas salíferas, etapa que pode ser considerada umas das mais importantes em todo o processo de exploração de petróleo.

Palavras-chave: Bacia de Santos, Halocinética, Sísmica

Abstract

Santos Basin is located in the southeastern bank of Brazil, between Cabo Frio High (23°30'S) and Florianopolis (28°00'S) and is limited on the west by Cretaceous Hingeline, separating it from the shallow foundation adjacent to the Serra do Mar and east Plateau at the São Paulo edge (isobath 3,000m). The basin features lots of evaporites, especially halite, being directly linked to the presence of large halokinetic structures present in the basin and is responsible for creation of structural and stratigraphic traps, as well as hydrocarbon migration ducts, indispensable factors in the oil fields conditioning. For this reason, halokinetic studies have important implications in basin modeling and the consequent reduction of exploratory risk.

The interest in petroleum traps associated with salt tectonics motivated this work that aims to characterize and describe the effects caused by different types of seismic migration algorithms used in data processing for better reliability in the seismic interpretation stage that can be considered one of the most important in all hydrocarbon exploration process.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Exemplos de estruturas tipicamente formadas em ambientes evaporíticos.....	3
Figura 2: Distribuição espaço-temporal dos grandes depósitos evaporíticos no mundo.....	4
Figura 3: Cristal de Halita.....	5
Figura 4: Sequência de precipitação de evaporitos	7
Figura 5: Diferentes fases do processo de diapirismo.....	10
Figura 6: Almofada quando visualizada no registro sísmico.....	11
Figura 7: Diápiro de sal visualizado no registro sísmico	12
Figura 8: Anticlinal com núcleo de sal	13
Figura 9: Estruturas em Jangada	13
Figura 10: Mini bacia visualizada na sísmica	14
Figura 11: Muralhas de sal visualizadas em registro sísmico.....	15
Figura 12: Superfície em casco de tartaruga em registro sísmico.....	16
Figura 13: Expulsion rollover em registro sísmico	17
Figura 14: Sal alóctone gerando camadas sub-sal e inversão estratigráfica	18
Figura 15: Diferentes texturas apresentadas pelo sal no registro sísmico	19
Figura 16: Bacias sedimentares brasileiras	20
Figura 17: Mapa geomorfológico do Oceano Atlântico.....	21
Figura 18: Bacias sedimentares na configuração pré-deriva continental	22
Figura 19: Distribuição das estruturas halocinéticas na bacia de Santos.....	25
Figura 20: Depth slice.....	28
Figura 21: Linha Kirchhoff 1.....	29
Figura 22: Linha RTM 1.....	30
Figura 23: Linha Kirchhoff 2.....	31
Figura 24: Linha RTM 2.....	32
Figura 25: Medida da distância entre a linha vermelha base e a parede do sal.....	33
Figura 26: Depth slice mostrando as medidas entre os dois limites da parede do sal.....	34

Sumário

Resumo.....	vi
Abstract	vii
LISTA DE FIGURAS.....	viii
CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO	1
CAPÍTULO 2 – OBJETIVO	2
CAPÍTULO 3 – METODOLOGIA.....	2
CAPÍTULO 4 – TECTÔNICA DE SAL	3
4.1 - CONCEITO DE HALOCINESE	3
4.2 - PROPRIEDADES DOS EVAPORITOS	4
4.3 – SEQUÊNCIA DE PRECIPITAÇÃO DE EVAPORITOS	6
4.4 - MECANISMOS DE HALOCINESE EM BACIAS DE MARGEM DISTENSIVA	8
4.5 - ESTRUTURAS DO SAL NO REGISTRO SÍSMICO	11
4.6 – TEXTURAS DO SAL NO REGISTRO SÍSMICO	17
CAPÍTULO 5 - ÁREA DE ESTUDO	19
5.1 – LOCALIZAÇÃO	19
5.2 - GEOLOGIA REGIONAL.....	20
5.3 - TECTÔNICA DA ÁREA DE ESTUDO	24
CAPÍTULO 6 - EFEITOS DO PROCESSAMENTO SÍSMICO NA IMAGEM DO SAL	25
6.1 – INTRODUÇÃO AOS PROCESSAMENTOS PSDM / PSTM	25
6.2 – INTRODUÇÃO AS MIGRAÇÕES KIRCHHOFF / RTM (REVERSE TIME MIGRATION)	26
6.3 – EFEITOS E DIFERENÇAS DAS MIGRAÇÕES KIRCHHOFF E REVERSE TIME MIGRATION (RTM) NA VISUALIZAÇÃO DA PAREDE DO SAL.....	27
CAPÍTULO 7 - RESULTADOS FINAIS E CONCLUSÕES	35
CAPÍTULO 8 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	36

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO

O sal apresenta propriedades físicas únicas, já que pode fluir em condições de baixa temperatura e pressão, gerando as mais variadas estruturas em bacias sedimentares evaporíticas. Os minerais evaporíticos formam-se através da evaporação e precipitação de uma solução salina concentrada em ambientes de água marinha, fluvial, meteórica ou subterrânea (Barbosa, 1990).

As rochas evaporíticas são formadas principalmente pelo mineral Halita (NaCl). Uma característica importante desse mineral é que a sua densidade não varia com a profundidade de soterramento, tornando-o particularmente suscetível à movimentação em profundidades rasas (Jenyon, 1986). Em poucas centenas de metros de profundidade (0,5 km a 0,9 km), a densidade dos sedimentos sobrepostos aumenta com a perda de água e compactação, excedendo a do sal, tornando-o flutuante (Warren, 1989) e suscetível à movimentação. Portanto, tal como a água, o sal flui das regiões de maior energia para as de mais baixa energia potencial. Segundo (Jackson e Talbot, 1986) a evolução, geometria e magnitude de estruturas halocinéticas são regidas por seis mecanismos: espalhamento gravitacional, fluabilidade, sobrecarga diferencial, convecção térmica, compressão e distensão. (Cobbold e Szatmari, 1991) também classificaram o deslizamento gravitacional como um importante mecanismo responsável pela movimentação do sal. Este regime de movimentação salífera gera algumas consequências, a saber: (1) a criação de pequenas "sub-bacias", gerando espaço de acomodação secundário, que permite sedimentação em áreas preferenciais no assoalho bacinal e que direciona a sedimentação nos sistemas deposicionais pós-pulso halocinético, (2) a criação de relevo pós-halocinese ("altos estruturais" causados pelos domos salíferos).

No método sísmico, as ondas sísmicas são criadas por uma fonte controlada e se propagam em subsuperfície. Algumas ondas voltarão à superfície após terem sofrido refração ou reflexão nas interfaces geológicas em profundidade. Sensores distribuídos ao longo da superfície detectam o movimento do terreno causado pelas ondas que retornam e medem os tempos de chegada a diferentes afastamentos em relação à fonte. Esses tempos de percurso podem ser convertidos em valores de profundidade e assim, a distribuição de interfaces geológicas podem ser sistematicamente mapeadas (Keary et al., 2009).

CAPÍTULO 2 – OBJETIVO

O objetivo principal deste trabalho é caracterizar e visualizar as diferentes respostas obtidas pelo processamento sísmico nas proximidades de estruturas halocinéticas de acordo com o tipo de algoritmo utilizado para migração dos dados. Para tal, foi utilizado volume sísmico 3D migrado em profundidade mas um com algoritmo Kirchhoff enquanto o outro foi Migrado em Reverse Time Migration, comumente conhecido como RTM.

CAPÍTULO 3 – METODOLOGIA

Primeiramente foi efetuada uma revisão bibliográfica acerca dos temas envolvidos, desde partes teóricas como métodos sísmicos até os conceitos de tectônica salífera. Em seguida foram feitas comparações de diferentes estruturas sísmicas quando visualizados na mesma localização geográfica com intuito de obter uma maior confiabilidade nas análises executadas. A área de estudo utilizada fica ao sul da Bacia de Santos, onde os dados sísmicos 3D foram adquiridos, desta forma, foi feito também um estudo introdutório sobre a bacia. Por fins de confidencialidade, nenhum mapa ou linha sísmica será portadora de dados geográficos que possam de alguma forma indicar a localização exata. Algumas dessas linhas sísmicas com horizontes interpretados serviram também como referência ao trabalho porém, nenhum tipo de interpretação foi colocada aqui. Para esta etapa, foi utilizado o software IHS Kingdom 2015, enquanto o suporte complementar a mapas foi possível através do software Arcgis.

CAPÍTULO 4 – TECTÔNICA DE SAL

4.1 - CONCEITO DE HALOCINESE

A tectônica salífera ou halocinese é a movimentação e ascensão de rochas evaporíticas por ação de forças gravitacionais. A halocinese é controlada majoritariamente pelas propriedades físicas dos evaporitos, principalmente na sua capacidade de fluir de zonas de alta pressão para zonas de menor pressão (característica de fluido). Esse comportamento implica na migração de evaporitos de regiões de maiores sobrecargas para regiões de menor sobrecarga, como por exemplo, para os depocentros das bacias marginais (Mohriak et al., 2008). Ao movimentarem-se, estes corpos intrudem e deformam as camadas adjacentes e sobrepostas (Castro, 2004).

Em suma, a halocinese é um fenômeno complexo e de profundas consequências sobre a sedimentação sin e pós-movimentação salífera, além da reconhecida importância na formação de estruturas, trapas e rotas de migração para o petróleo (Castro, 2004). A figura a seguir mostra exemplos de estruturas tipicamente formadas em ambientes evaporíticos.

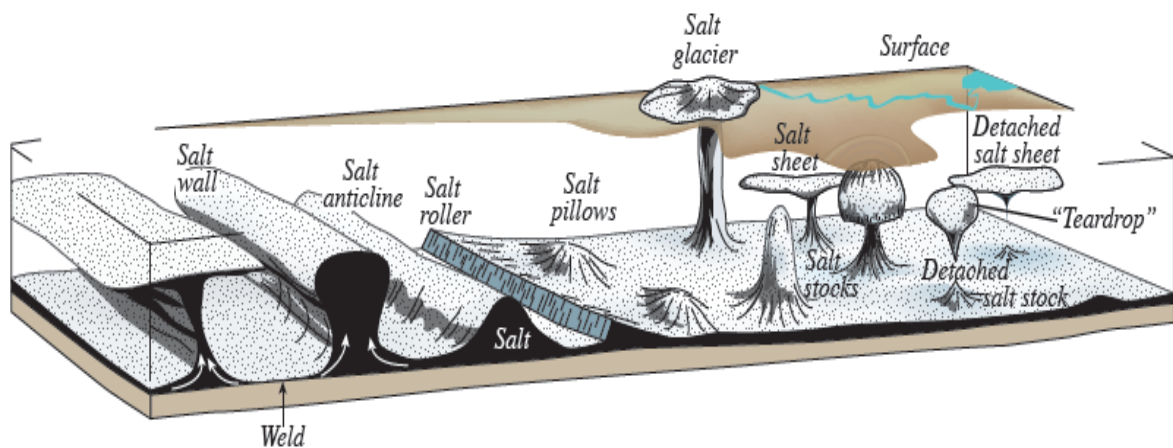


Figura 1 – Exemplos de estruturas tipicamente formadas em ambientes evaporíticos. A idade aumenta do centro em direção à direita e a esquerda. Fonte: Fossen, 2010.

4.2 - PROPRIEDADES DOS EVAPORITOS

Segundo (Warren, 2006; Mohriak & Szatmari 2008) evaporitos são rochas compostas de minerais que se depositaram pela evaporação e apresentam comportamento reológico ora de rocha (sólido), ora de fluidos. O nome evaporito vem da palavra latina “evaporate” e do sufixo grego “litho”, que significa pedra.

Os depósitos evaporíticos são encontrados em todos os períodos geológicos, desde o Cambriano até o Terciário, havendo evidências que indicam também depósitos no Pré-Cambriano, (Melo & Carvalho, 2008).



Figura 2 – Distribuição espaço-temporal dos grandes depósitos evaporíticos no mundo. Fonte: Warren, 2006.

No Brasil, no Aptiano houve grande taxa de deposição de evaporitos na margem passiva do Atlântico Sul, sendo estes evaporitos classificados como sedimentos de fase transicional entre as fases sag e marinha aberta, uma vez que a subsidência já é governada pelo regime flexural e termal (Mohriak *et al.*, 2008).

A maior parte dos evaporitos são provenientes de ambientes de mar restrito que foram expostos a evaporação de grande quantidade de água, o que normalmente ocorre em climas quentes e secos.

O mar contém cerca de 36.500 mg/L de sais dissolvidos (3,65% em peso). Assim, a salinidade da água do mar é tal que, ao se evaporar um litro de água, sobra um resíduo pesando 36,5 g de

vários sais, dos quais a maior parte (cerca de 97%) é cloreto de sódio (NaCl), (Mohriak & Szatmari 2008).

O Cloreto de Sódio quando precipitado dá origem a cristais cúbicos de Halita. Por esse motivo, a halita é considerada um dos minerais mais abundantes dentre aqueles constituintes de evaporitos (Balk 1949; Odé 1968), juntamente com a Anidrita e a Gipsita, que também são minerais comuns na formação de evaporitos.

Dentre as principais características da Halita podemos destacar: alta solubilidade na presença de água; dureza baixa, semelhante à Gipsita (2-2,5 na escala de Mohs); densidade baixa a moderada ($2,16 \text{ g/cm}^3$); baixa viscosidade (104 Pa.s); alta condutividade térmica ($4,5 \text{ W/m/}^\circ\text{C}$); alta velocidade sísmica ($\approx 4500 \text{ m/s}$). A figura 2 mostra a aparência de um cristal de Halita.

A Anidrita tem densidade de 2980 kg.m^{-3} e velocidade sísmica de 6500 m.s^{-1} . A Gipsita tem densidade de 2300 kg.m^{-3} e velocidade sísmica de 5700 m.s^{-1} .

Outros minerais, conhecidos como sais complexos também podem constituir evaporitos, porém estes são mais raros, como a Taquiedrita, Silvita, Carnalita, entre outros (Warren, 2006).



Figura 3 - Cristal de Halita. Fonte: (<http://losporquesdelanaturaleza.com/halita>).

4.3 – SEQUÊNCIA DE PRECIPITAÇÃO DE EVAPORITOS

Evaporitos são rochas formadas em condições muito específicas de precipitação, de uma maneira geral ocorrem em ambientes restritos onde as taxas de evaporação superam as taxas de precipitação pluviométrica mais a entrada de água no sistema.

A água do mar contém diversos componentes químicos sendo o mais abundante o cloreto de sódio (NaCl). Esses componentes obedecem as leis químicas para a sequência de precipitação dos sais. Sendo assim, faz-se necessário o estudo e a compreensão dessa sequência para saber quais minerais evaporíticos serão encontrados nas bacias sedimentares.

A precipitação dos evaporitos segue uma sequência bem definida, de acordo com as leis químicas, com diferentes minerais se formando em função das diferentes solubilidades. A água do mar tem a mesma composição em todos os oceanos, o que explica por que os evaporitos marinhos são tão parecidos no mundo inteiro. Também não importa onde ela evapora, pois sempre se forma a mesma sequência de minerais (Press et al, 2006). Nas sequências evaporíticas geralmente predominam Halita e Anidrita (Mohriak et al., 2008).

Alguns evaporitos apresentam uma laminação uniforme, comumente em pequena escala de alguns centímetros, mas que pode estar correlacionada por grandes distâncias, chegando a alcançar muitos quilômetros nas bacias intracratônicas. Também é notável que grande parte das bacias sedimentares onde atualmente ocorre deposição de evaporitos estejam situadas abaixo do nível médio dos mares, mas com influxo periódico de águas de um oceano próximo (Mohriak et al., 2008).

Segundo (Mohriak et al., 2008), a sequência de precipitação de evaporitos obedece a seguinte ordem:

1º. Carbonatos como calcita, aragonita e dolomita que antecedem a deposição dos evaporitos.

2º. Sulfato de cálcio. Primeiro é depositada a gipsita ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), este estágio requer a evaporação de 70% do solvente. Posteriormente a gipsita é transformada em anidrita (CaSO_4) por perda de moléculas de água.

3º. Halita (NaCl), é o evaporito mais observado em termos de volume na margem Leste Brasileira. Este estágio é alcançado quando ocorre a evaporação de 90% do solvente.

4°. Carnalita ($\text{KMgCl}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$), ocorre quando da evaporação de 99% do solvente e pode se transformar em Silvita (KCl) a partir da dissolução do cloreto de magnésio.

5°. Bischofita ($\text{MgC}_{12} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$), trata-se de um mineral desconhecido no Brasil começando a sua deposição quando há evaporação de 99,5% do solvente.

6°. Taquidrita ($\text{CaMg}_2\text{C}_{16} \cdot 12\text{H}_2\text{O}$) também é uma variedade da Carnalita com o cloreto de cálcio substituindo o potássio, ocorre quando da evaporação de 99,5% do solvente.

A tabela abaixo mostra de forma resumida e organizada a sequência de precipitação.

Zona	Mineral Primário formador da rocha	Minerais secundários e outros minerais associados (diagenéticos e epigenéticos)
Bischofita	Borato Eutônico Bischofita Sulfato de Magnésio Carnalita Halita Gipsita	Boracita Kieserita Anidrita
Carnalita	Carnalita Sulfato de Magnésio Kainita Halita	Kieserita langbeinita Kainita Polihalita. Anidrita
Silvita	Silvita Hexahidrita (sakita) Epsomita Polihalita Halita	Kainita Langbeinita Kieserita Polihalita Leonita (?)
Sulfato de Magnésio	Epsomita Hexahidrita (sakita) Polihalita Halita	Kieserita Polihalita Bloedita
Halita	Halita Gipsita	Anidrita Polihalita (nas partes mais superiores da zona)
Gipsita-Anidrita	Gipsita	Anidrita

Figura 4 – Sequência de precipitação de evaporitos. Fonte: Valyashko, 1956.

A alternância entre fases de alta e baixa solubilidade dos sais estão diretamente relacionadas a variações de aridez climática e também do aporte de águas da bacia (Amaral, 2011).

4.4 - MECANISMOS DE HALOCINESE EM BACIAS DE MARGEM DISTENSIVA

Muitas acumulações de sal ocorrem em bacias continentais extensionais e margens continentais passivas. Uma vez que estas configurações tendem a proporcionar longos e repetidos períodos de distensão, muitas camadas de sal são afetadas pelo tectonismo extensional regional. A maioria das províncias de diápiros de sal se iniciaram durante este extensionismo regional. Entretanto, regimes compressivos tardios podem modificar estes diápiros (Fossen, 2010).

Experimentos físicos mostram que falhamentos e fraturamentos enfraquecem as camadas e assim o diapirismo tende a iniciar. Formação de Grabens normalmente resultam em diápiros triangulares que soerguem à medida que a abertura extensional continua e proporciona espaço para o sal (Figura 5a).

No topo do Gráben acima do sal forma-se uma mini-bacia, embora o sal reduza a profundidade da bacia. O gráben como mostrado na (Figura 5a) é simétrico, mas também pode ser assimétrico com uma única falha dominante. Este tipo de estrutura é conhecida como um “Salt roller”. A evolução contínua de um Salt roller envolve espesamento do sal no lado da lapa da falha. Quando a sobrecarga acima do diápiro de sal torna-se fina o suficiente, além de suficientemente enfraquecida por falhamentos extensionais, o sal pode começar a migrar para cima se a sobrecarga é, em média, mais densa do que o sal (Figura 5b). Com esta diferença significativa na densidade entre a estrutura de sal e seus arredores, o peso extra dos sedimentos compactados da parede pressuriza o sal e faz com que ele flua para dentro da estrutura. Esta carga pode ser suficiente para levar ao diapirismo de sal, o que significa que o regime extensional não está necessariamente presente nesta fase. Durante esta fase passiva as camadas superiores são esticadas, resultando em camadas com mergulho acentuado ou abas ao longo das margens superiores do diápiro de sal. Se a camada de origem é grossa o suficiente, o sal pode chegar à superfície e agir como um diápiro passivo (Figura 5c). Assim, o sal pode fluir por diapirismo ativo e passivo durante a ascensão de um diápiro em ambiente extensional. O sal pode até mesmo acabar fluindo lateralmente na superfície como uma camada de sal alóctone (Figura 5d) (Fossen, 2010).

É notável como as falhas estão presentes nas partes mais profundas das paredes de sal mesmo para os diápiros mais maduros (Figuras 5c e 5d), que mostram que o diapirismo iniciou-se durante a fase de extensão regional.

Estruturas salinas podem passar por todas as etapas mostradas na figura 5 (a-d), mas a evolução também pode cessar a qualquer momento durante o processo, ou reverter no sentido de colapsar o diápiro. A coluna da direita na Figura 5 mostra o resultado de colapso de diápiros de sal após várias fases de crescimento. A evolução atual em qualquer exemplo dado depende do balanço entre a taxa de extensão, taxa de sedimentação, a viscosidade (temperatura, pureza) do sal e disponibilidade de sal (espessura da camada). Durante a separação, a largura do diápiro de sal aumenta, de modo que o fluxo de sal na estrutura deve equilibrar a taxa de separação para que a estrutura cresça. Se a estrutura alarga muito rápido durante a extensão, o colapso ocorrerá.

Crescimento e colapso, ou ascensão e queda de um diápiro de sal são processos muito comuns e bem conhecidos devido a experimentos de laboratório onde a taxa de extensão e sedimentação podem ser ajustadas (Fossen, 2010).

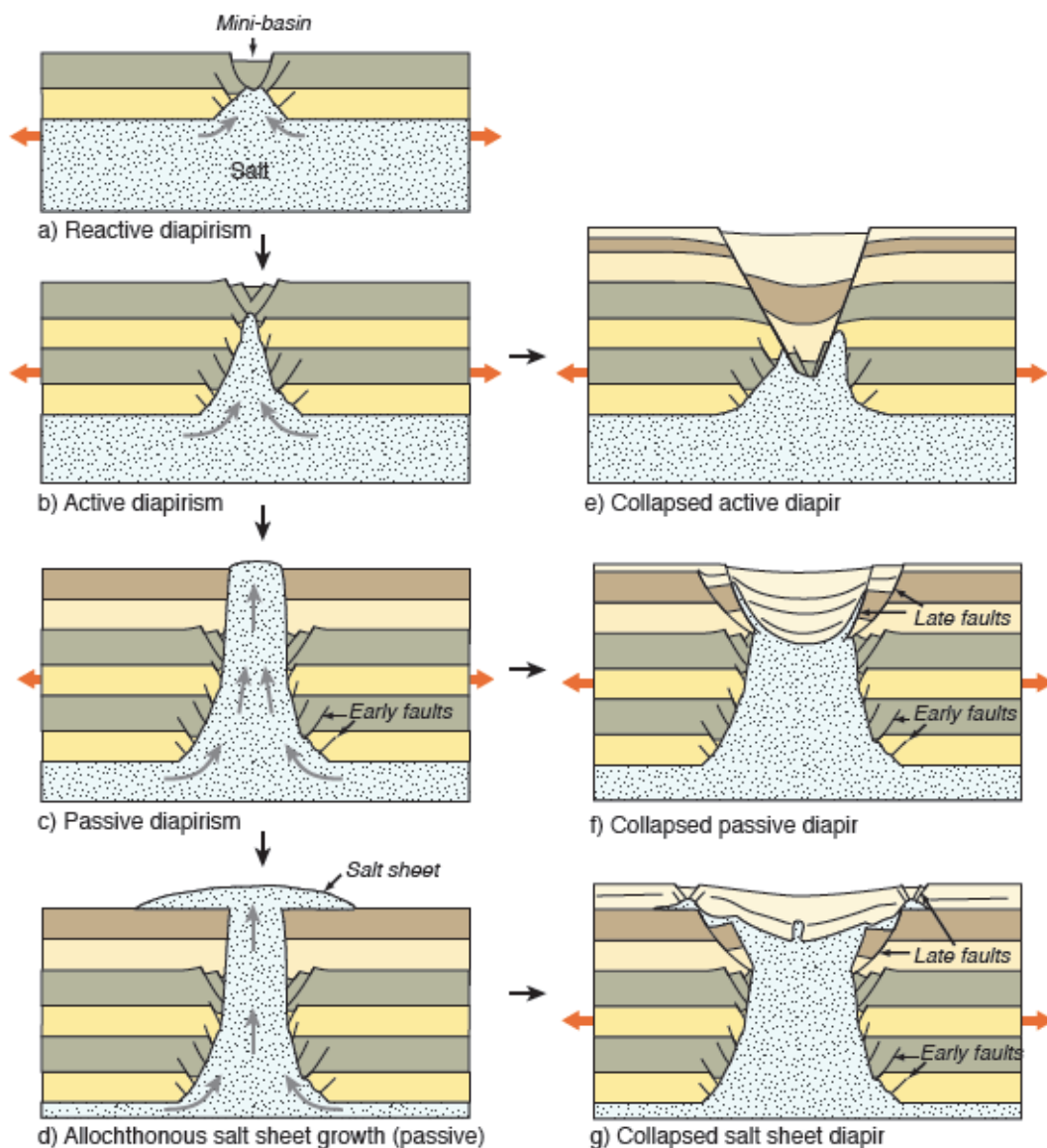


Figura 5 – (a) Diapirismo ativo, (b) Diapirismo passivo, (c,d) Diapirismo passivo, (e,f,g) A estrutura pode colapsar a qualquer momento. Fonte: Geologia estrutural (Fossen, 2008).

4.5 - ESTRUTURAS DO SAL NO REGISTRO SÍSMICO

A seguir serão mostradas as principais estruturas geradas por halocinese, bem como suas respectivas visualizações no registro sísmico.

Almofadas - Feição positiva geralmente de forma subcircular, associada à subida do sal e a camadas sedimentares concordantes. A figura 6 A mostra um exemplo da textura apresentada em uma linha sísmica.

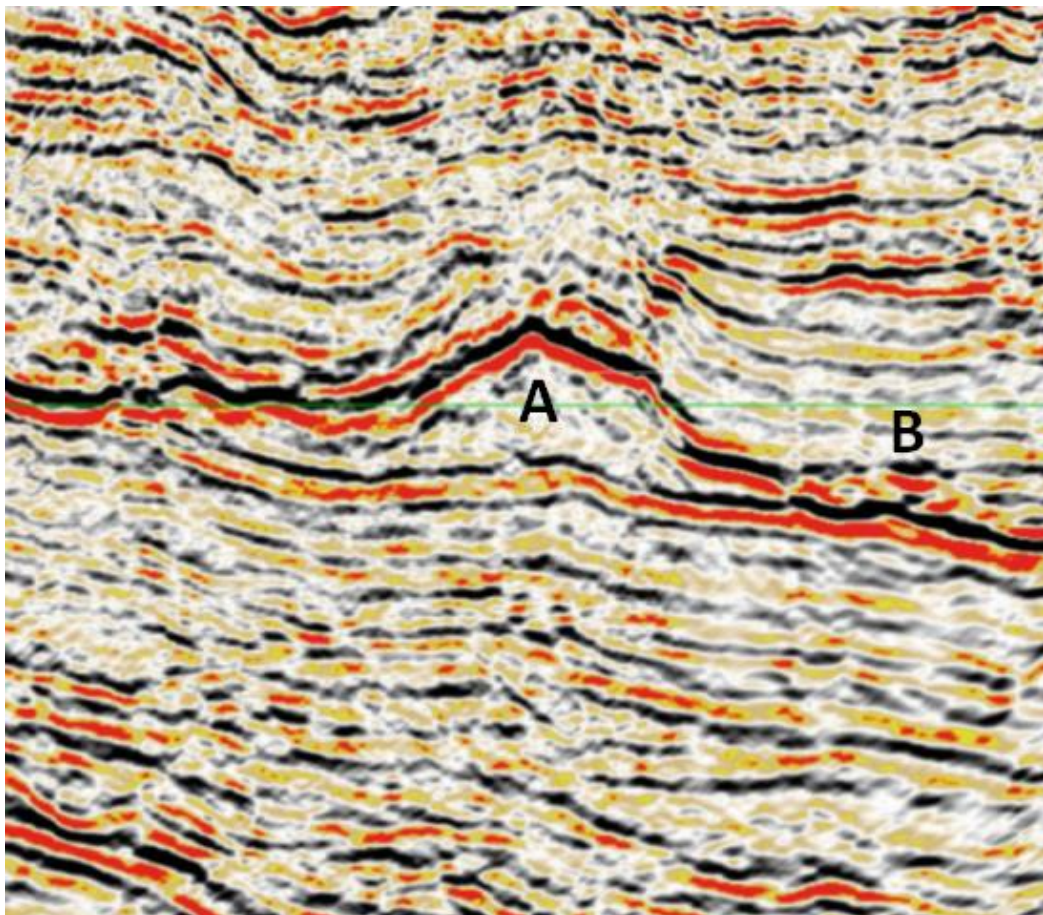


Figura 6: A) Almofada quando visualizada no registro sísmico. B) Cicatriz de sal. Fonte: Tectônica salífera, Escola de interpretação sísmica UERJ/STATOIL, 2015.

Diápiro - Estrutura positiva perfurante, formando contato discordante entre as camadas subjacentes conforme mostrado na figura 7.

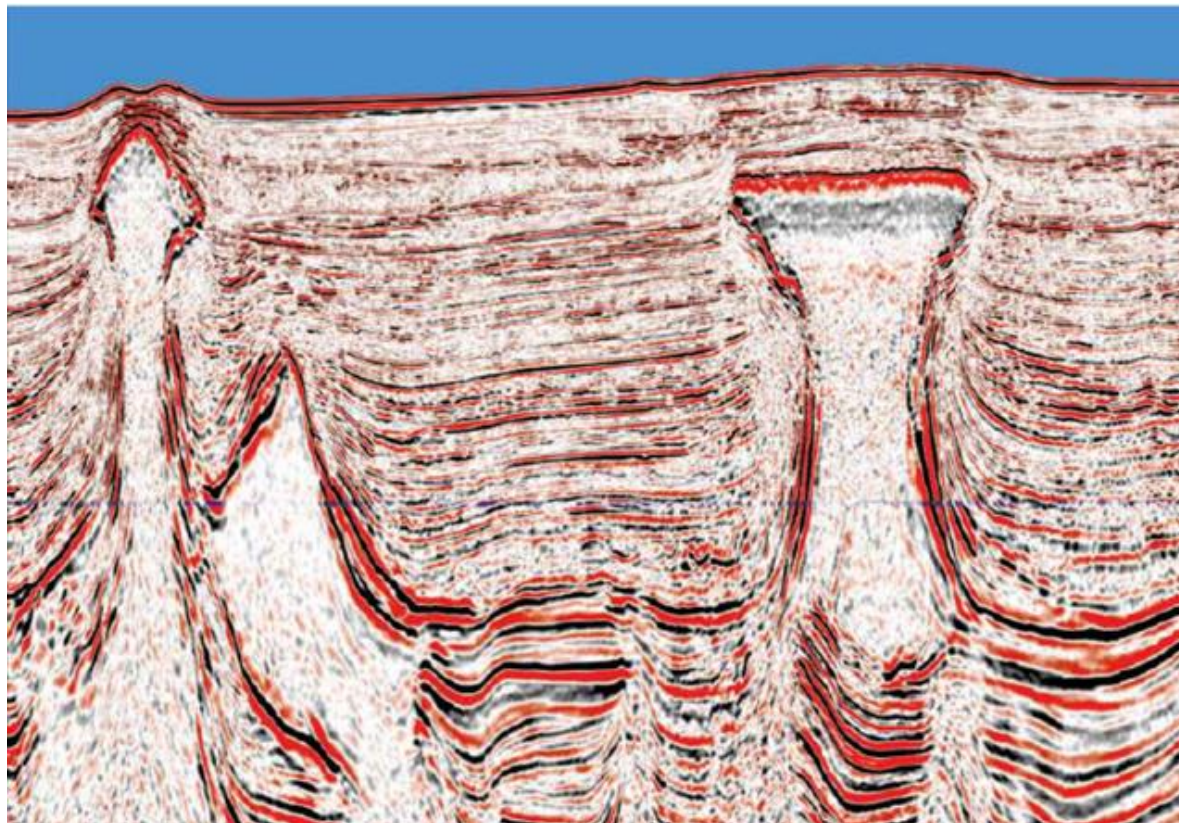


Figura 7 – Diápiro de sal visualizado no registro sísmico. Fonte: Tectônica salífera, Escola de interpretação sísmica UERJ/STATOIL, 2015.

Anticlinais com núcleo de sal – É basicamente um anticlinal com núcleo de sal. Diferencia-se da estrutura casco de tartaruga já que neste o anticlinal não é formado de sal.

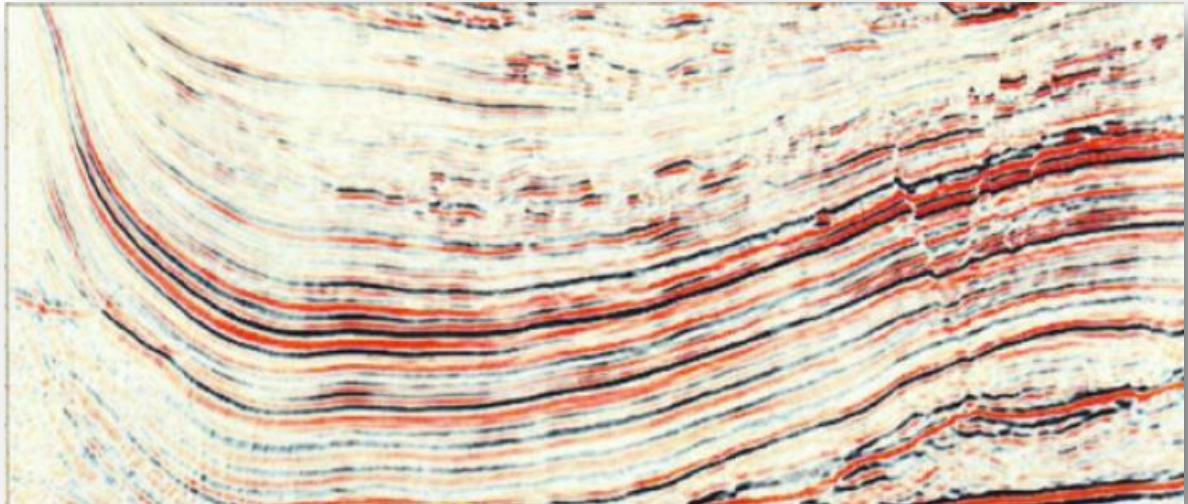


Figura 8 – Anticlinal com núcleo de sal. Fonte: Tectônica salífera, Escola de interpretação sísmica UERJ/STATOIL, 2015.

Estruturas em Jangada – Os pacotes evaporíticos movimentam-se por ação gravitacional e também por sobrecarga dos sedimentos sobrepostos o que provoca a movimentação destes pacotes gerando cada vez mais espaços de acomodação e consequente deslocamento. Figura 9.

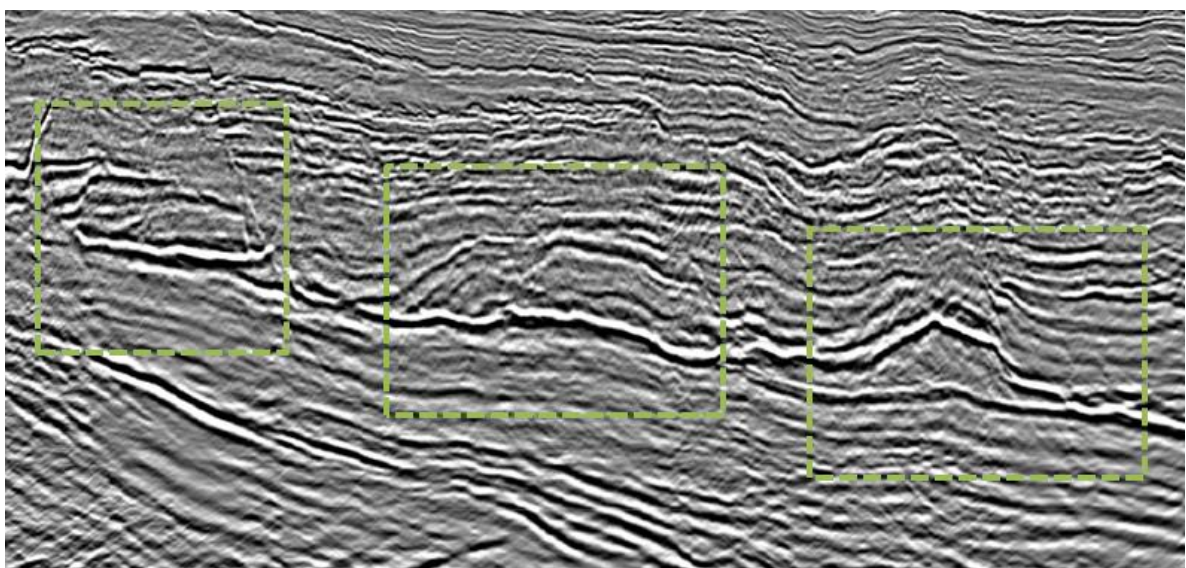


Figura 9 – Estruturas em Jangada. Fonte: Tectônica salífera, Escola de interpretação sísmica UERJ/STATOIL, 2015.

Línguas de sal – A figura 14 mostra um exemplo de língua de sal formada pela movimentação de sal alóctone lateralmente em direção a regiões de menor pressão.

Mini bacias – Estrutura formada por conta da subsidência no sal devido a deposição de sedimentos de maior densidade sobre o sal, gerando o próprio espaço de acomodação. A figura 10 mostra um exemplo claro de uma estrutura com esse formato.

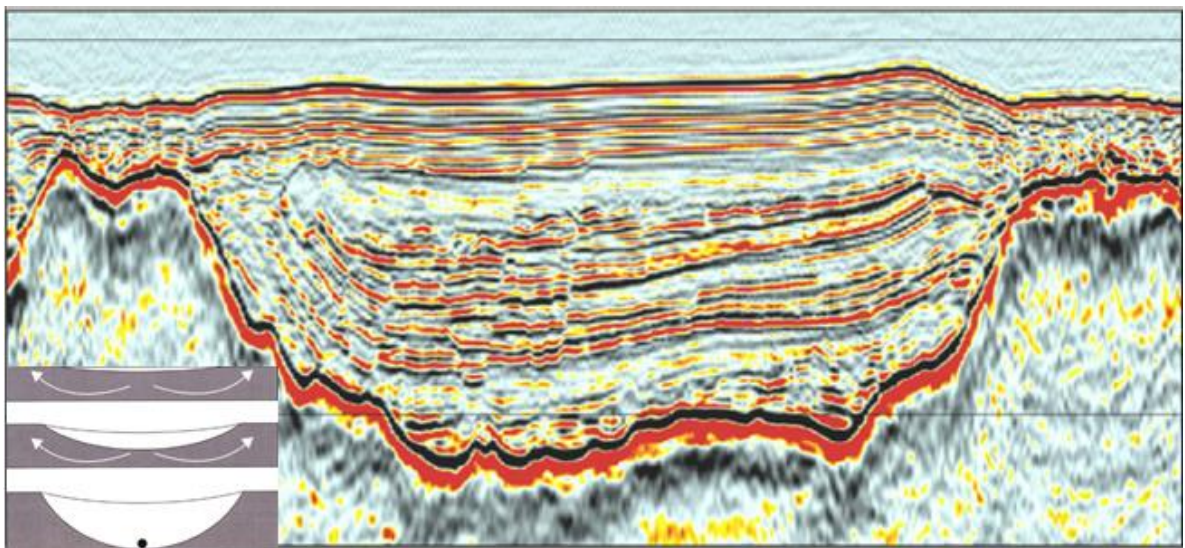


Figura 10 – Mini bacia. Fonte: Tectônica salífera, Escola de interpretação sísmica UERJ/STATOIL, 2015.

Muralha de sal - Definida como um diápiro de sal bastante alongado em uma direção, também apresenta contato discordante entre as camadas subjacentes. A figura 11 mostra exemplos de muralhas de sal.

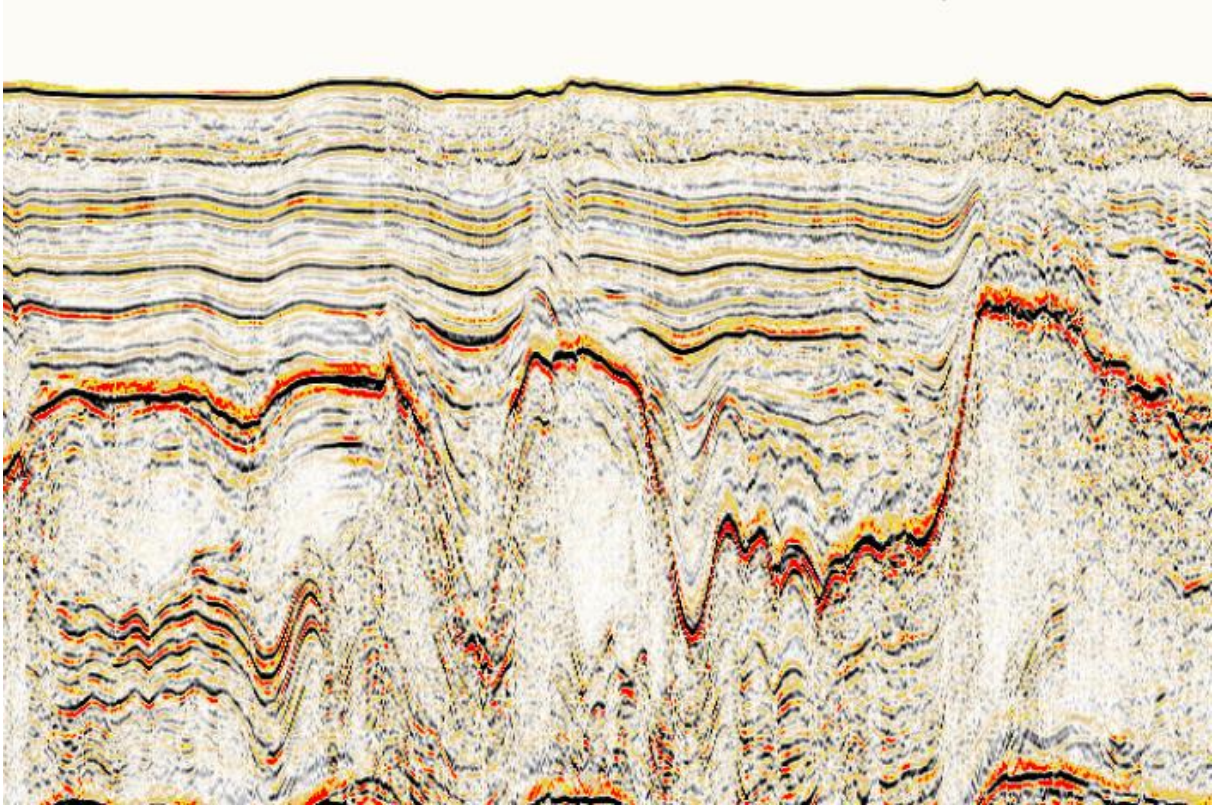


Figura 11 - Muralhas de sal visualizadas em registro sísmico. Fonte: Tectônica salífera, Escola de interpretação sísmica UERJ/STATOIL, 2015.

Estruturas em casco de tartaruga – A ocorrência de eventual sobrecarga sedimentar faz com que o sal se movimente lateralmente gerando uma mini bacia com almofadas marginais. Ao passo que estas almofadas movimentam-se em direção a camadas superiores mais espaço de acomodação é gerado dando a aparência de casco de tartarugas aos sedimentos acomodados. Figura 12.

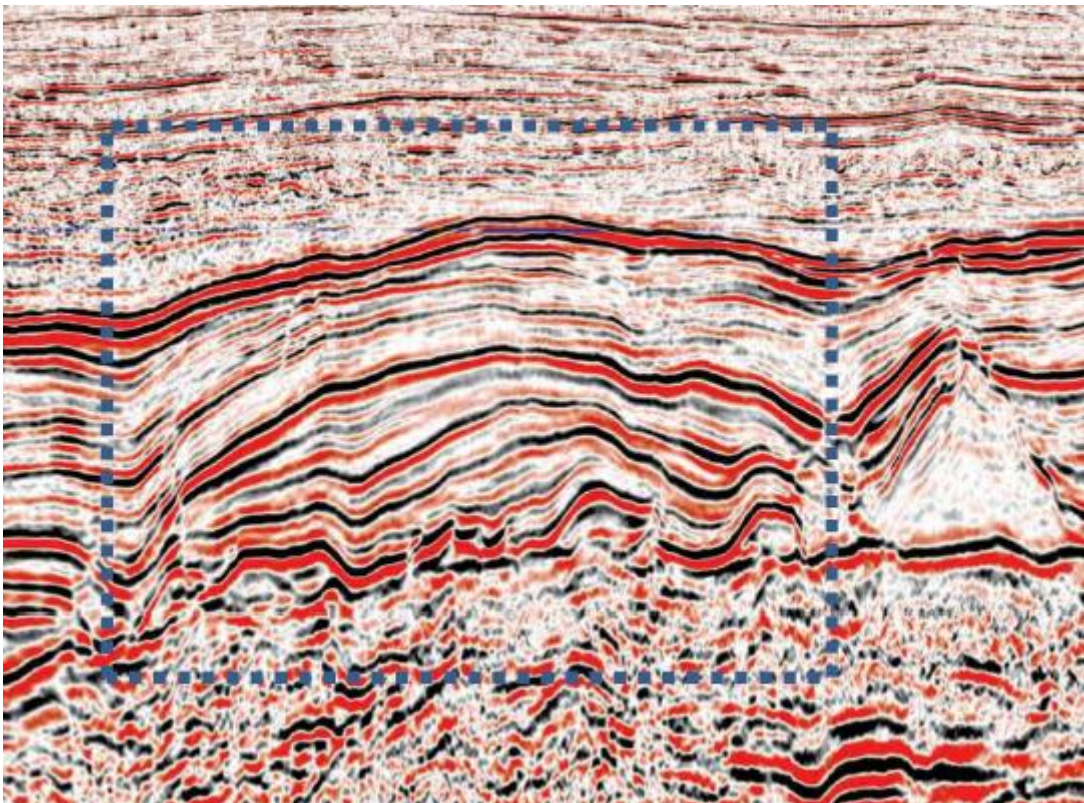


Figura 12 - Superfície em casco de tartaruga. Fonte: Tectônica salífera, Escola de interpretação sísmica UERJ/STATOIL, 2015.

Expulsion rollovers – Pacotes sedimentares vão sendo depositados uns sobre os outros fazendo uma espécie de empilhamento que aumenta cada vez mais os esforços gerados sobre os corpos salinos que tendem a ir se deslocando para o lado contrário. A figura 13 mostra exemplo deste mecanismo. No caso, o aporte sedimentar é proveniente da esquerda para a direita, provocando assim movimentação dos corpos salinos para a direita.

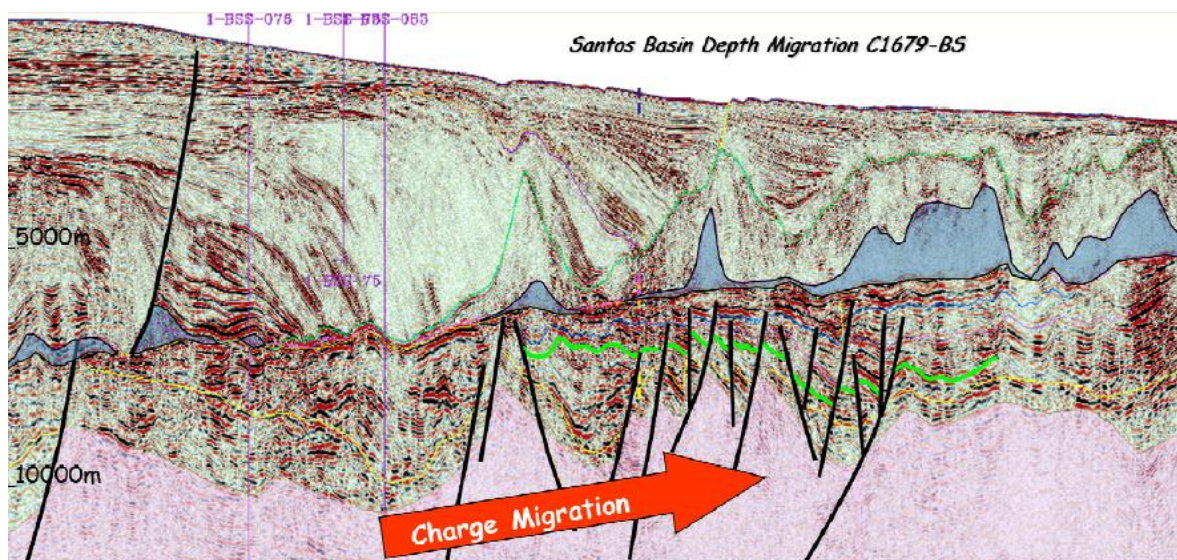


Figura 13 – Mostra o sentido de movimentação dos corpos salinos gerado pela sobrecarga sedimentar, neste caso da esquerda para a direita. Fonte: Tectônica salífera, Escola de interpretação sísmica UERJ/STATOIL, 2015.

4.6 - TEXTURAS DO SAL NO REGISTRO SÍSMICO

Cicatriz de sal - Estrutura resultante da expulsão praticamente completa do sal da camada original. A figura 6B mostra um exemplo de como a textura se mostra ao longo de um registro sísmico.

Sal alóctone e sal autóctone – Corpos salíferos podem fluir para porções superiores devido a forças compressivas se deslocando de forma lateral posteriormente sobre camadas de sedimentos mais jovens em resposta a sobrecargas diferenciais. Estes corpos de sal são chamados de sal alóctone e podem se mover de tal forma a perderem contato com a fonte de sal original (sal autóctone). Outro importante fator a ser considerado seria a chamada inversão estratigráfica provocada por este tipo de comportamento, uma vez que o sal alóctone (mais

velho) estaria agora em posição superior a camadas de sedimentos mais novos que neste caso costumam ser chamadas de sub-sal, o que seria diferente do conceito de pré-sal, onde seriam apenas camadas mais antigas e posicionadas abaixo do sal.

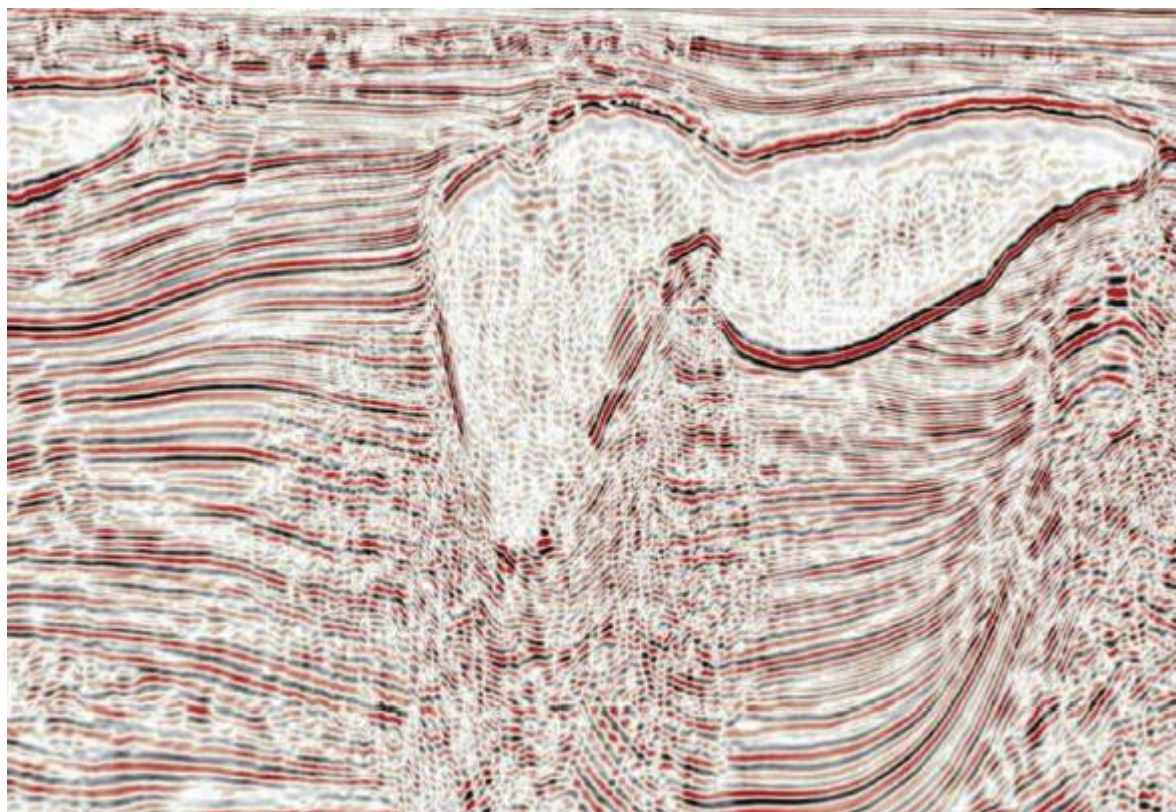


Figura 14 – Sal alóctone gerando camadas sub-sal e inversão estratigráfica. Fonte: Tectônica salífera, Escola de interpretação sísmica UERJ/STATOIL, 2015.

Sal maciço e Sal estratificado – De acordo com o ambiente relacionado à época de deposição do sal, diferentes minerais serão depositados, o que naturalmente provoca diferentes tipos de respostas sísmicas quando visualizados. A figura 15 mostra de que forma este tipo de variação de minerais evaporíticos podem ser identificados. Tanto o ponto A quanto o ponto B são depósitos evaporíticos, porém enquanto A apresenta textura caótica, B já mostra comportamento estratificado o que poderia facilmente confundir o intérprete menos experiente. A partir do refletor que demarca o topo do sal, é possível verificar a continuidade da camada de sal. A textura apresentada no ponto A da figura 15 é classificada como sal maciço enquanto a textura do ponto B é comumente chamada de Sal estratificado e é uma

consequência dos diferentes contrastes de impedância acústica gerado pelos diferentes estágios de deposição evaporítica .

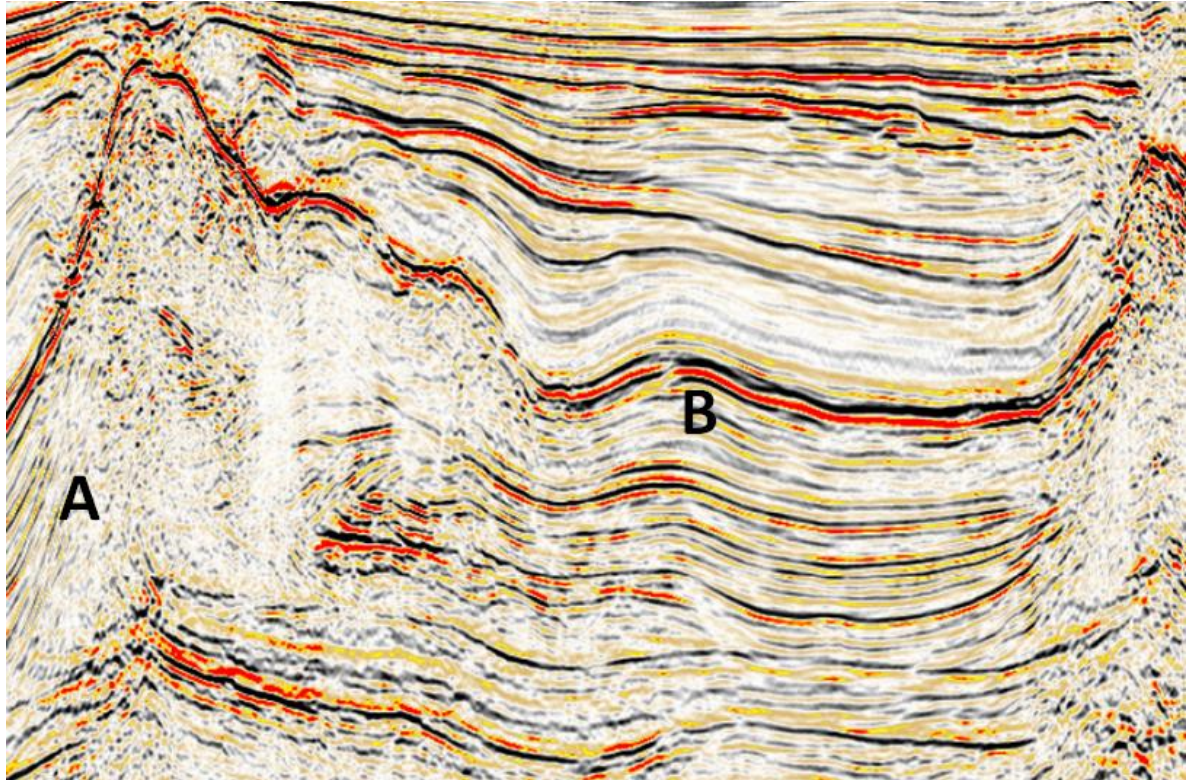


Figura 15 – Diferentes texturas apresentadas para o sal no registro sísmico. A) Sal maciço. B) Sal estratificado. Fonte: Tectônica salífera, Escola de interpretação sísmica UERJ/STATOIL, 2015.

CAPÍTULO 5 - ÁREA DE ESTUDO

5.1 - LOCALIZAÇÃO

A bacia de Santos situa-se na região sudeste da margem continental brasileira, entre os paralelos 23° sul e 28° sul, ocupando cerca de 350.000 km² até a cota batimétrica de 3.000 m. Abrange os litorais dos Estados do Rio de Janeiro, São Paulo, Paraná e Santa Catarina, limitando-se ao norte com a bacia de Campos pelo Alto de Cabo Frio e ao sul com a Bacia de Pelotas pela Plataforma de Florianópolis.



Figura 16 – Bacias sedimentares brasileiras. Fonte: Fundação paleontológica Phoenix

5.2 - GEOLOGIA REGIONAL

A bacia de Santos pode ser considerada uma bacia Meso-Cenozóica de margem distensiva, sendo classificada por (Klemme, 1980) como bacia tipo V, onde sua gênese está ligada à presença de um estágio inicial rifte, ao qual se segue a introdução de material básico, com a formação de um eixo de espalhamento de fundo oceânico. A subsidência dessa bacia pode ter sido causada pelo resfriamento de rochas vulcânicas básicas, e também pela sobrecarga de sedimentos introduzidos na bacia (Raja Gabaglia et al., 1991). O embasamento da bacia de Santos é composto por granitos e gnaisses pré-cambrianos do Complexo Costeiro e metassedimentos da Faixa Ribeira.

A bacia de Santos está dividida de acordo com sua evolução tectônica- sedimentar em três fases distintas, denominada: Rifte, Transicional e Pós-rifte ou Drifte.

A fase Rifte foi depositada em ambiente continental (fluvial e lacustrino), durante o rifteamento crustal associado à movimentação divergente entre as placas sul-americana e africana, principalmente no Cretáceo Inferior (Mohriak, 2008).



Figura 17 - Mapa geomorfológico do Oceano Atlântico, ilustrando as principais feições tectônicas presentes. Fonte: (Hasui, 2004)

A delimitação da ocorrência de rochas do rifte na direção de águas profundas é prejudicada pela degradação do sinal sísmico na província de muralhas de sal e junto ao limite transicional entre crosta continental e crosta oceânica. A identificação deste limite, cuja análise é baseada na integração de dados gravimétricos e magnetométricos, apresenta importantes implicações para exploração de petróleo em águas profundas (Mohriak et al. 1990b). Na parte sul da Bacia de Santos as fácies lacustrinas pré-sal são menos contínuas, provavelmente devido ao preenchimento sinrifte fortemente influenciado por material vulcânico (Williams e Hubbard, 1984).

A fase transicional marca a transição da megasseqüência sin-rifte (continental) para a megasseqüência pós-rifte ou drifte (fase de deriva continental, marinha).

A sucessão litológica inicia-se com siliciclásticos do Aptiano Inferior e termina com sedimentos evaporíticos depositados no Aptiano Superior a Albiano Inferior. Esta megasseqüência desempenha importante papel como a principal camada selante para a movimentação de fluídos gerados na megasseqüência sin-rifte. Além disso, a tectônica salífera controla a migração e distribuição de hidrocarbonetos para os reservatórios superiores por meio de falhas lítricas, as fácies sedimentares dos carbonatos Albanos e eventualmente dos siliciclásticos do Cretáceo Superior (Figueiredo e Mohriak, 1984). Esses reservatórios estão estruturados pela movimentação do sal subjacente (almofadas de sal, diápiros penetrantes, grábens de evacuação, minibacias, etc.), resultando numa série de trapas combinadas, estratigráficas e estruturais, onde estão localizados vários campos de hidrocarbonetos (Figueiredo e Mohriak, 1984).

A megasseqüência transicional é marcada pelo término da fase de estiramento litosférico e rifteamento da crosta continental, cessando a atividade de grande parte das falhas envolvendo o embasamento. Na fase transicional foram depositadas as espessas camadas de sal da bacia, denominados de Formação Ariri (Nunes et al., 2004).

A passagem da Megasseqüência Transicional (evaporítica) para a Megasseqüência pós-rifte ou marinha (carbonática a siliciclástica) é gradacional, pontuada por várias pequenas discordâncias (Cainelli e Mohriak, 1998).

A subsidência contínua resultou na dissipação das barreiras de restrição no proto-oceano, com o ambiente tornando-se marinho aberto. Essas mudanças permitem dividir a megasseqüência pós-rifte ou marinha em duas super-seqüências, uma transgressiva e outra regressiva (Cainelli e Mohriak, 1998). A super-seqüência marinha transgressiva compreende uma espessa seção sedimentar mais restrita, carbonática (ambiente marinho raso na plataforma e marinho profundo na bacia). A super-seqüência marinha regressiva inclui espessa seção sedimentar

siliciclástica, em ambiente marinho aberto, com paleobatimetrias que atingem níveis batiais a abissais, na plataforma e na região das muralhas de sal (Koutsoukos, 1984). A Super-sequência Marinha Transgressiva é marcada por sedimentação francamente oceânica, sendo caracterizada por uma relativa estabilidade ambiental, por paleobatimetrias atingindo valores entre 1.000 e 2.000 m e por grande diversidade biológica (Koutsoukos, 1984).

Segundo (Pereira e Feijó, 1994), a Super-sequência Marinha Regressiva instala-se no Cretáceo superior na Bacia de Santos. Grandes quantidades de sedimentos associados ao soerguimento e à erosão da Serra do Mar e da Serra da Mantiqueira excederam o espaço de acomodação criado pela subida do mar e desenvolveram cunhas clásticas progradantes, depositadas principalmente entre o Campaniano e Maastrichtiano (Pereira e Feijó, 1994). A seção progradante avançou dezenas de quilômetros além da quebra da plataforma formando uma sobrecarga sedimentar que expulsou o sal subjacente (Mohriak et al. 1995b).

5.3 - TECTÔNICA DA ÁREA DE ESTUDO

Para que haja melhor compreensão acerca do contexto tectônico que envolve a bacia de Santos, se faz necessário revisão sobre o desenvolvimento do Atlântico Sul, retomando estágios precedentes à separação do supercontinente Gondwana até a formação do Oceano Atlântico.

O processo de separação entre os continentes africano e sul-americano culminou no surgimento de grandes bacias no atlântico sul, durante o Cretáceo Inferior.

A estratigrafia desta bacia está fortemente relacionada à movimentação de camadas de rochas evaporíticas, que formaram o arcabouço onde se depositaram espessos pacotes de rochas geradoras de hidrocarboneto, rochas reservatório carbonáticas e siliciclásticas e rochas selantes às acumulações de óleo e gás, além de permitirem a formação de estruturas que permitiram o aprisionamento dos hidrocarbonetos gerados (Pereira *et al.*, 1986; Chang *et al.*, 1992; Demercian *et al.*, 1993; Pereira *et al.*, 1986).

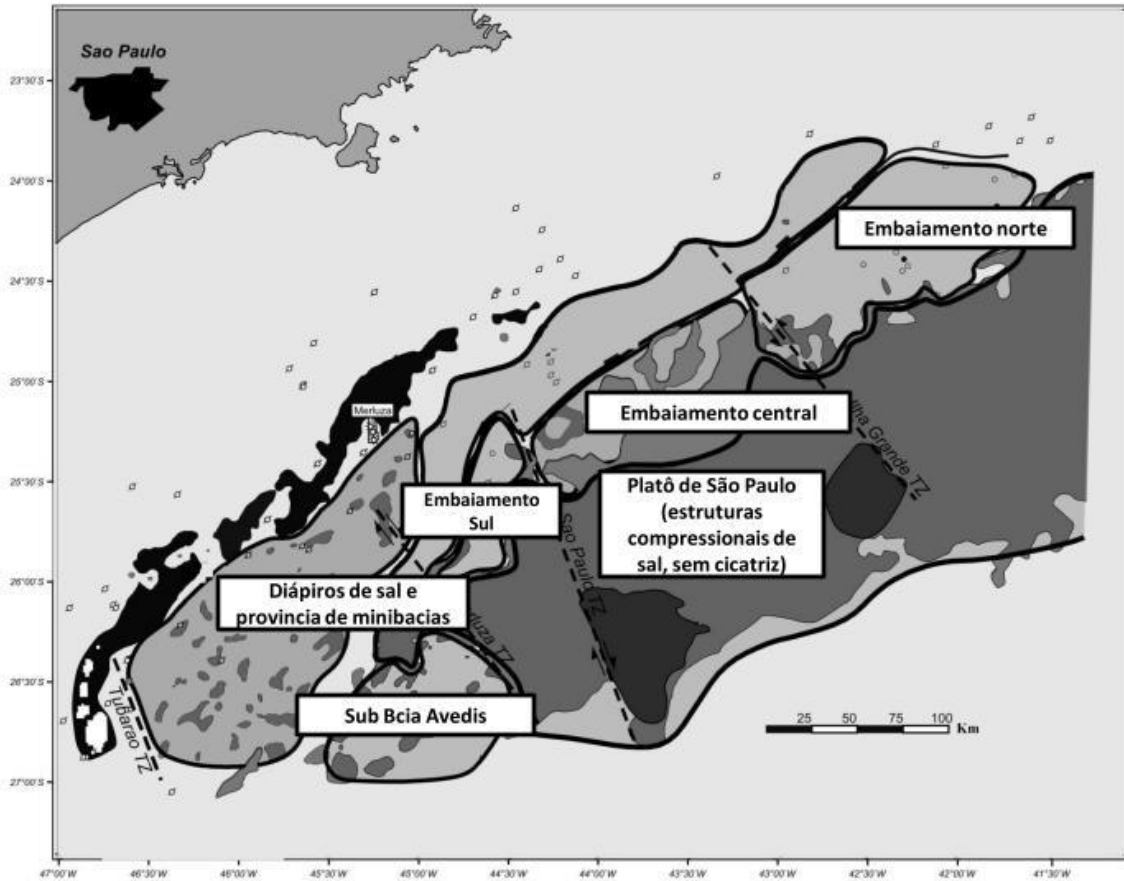


Figura 19 - Distribuição das estruturas halocínicas na bacia de Santos (Modica e Brush, 2004).

CAPÍTULO 6 - EFEITOS DO PROCESSAMENTO SÍSMICO NA IMAGEM DO SAL

6.1 - INTRODUÇÃO AOS PROCESSAMENTOS PSDM / PSTM

A migração sísmica é um processo que tem por base a equação da onda. O processo corrige distorções de registros de reflexões, localiza eventos nas suas verdadeiras posições espaciais e colapsa a energia das difrações até seus pontos de espalhamento (Gray et al., 2001).

É preciso ter em mente que o objetivo da migração em tempo é gerar uma imagem e não um campo de velocidades geologicamente apropriado. A migração em profundidade usa um campo de velocidades intervalares, um modelo da subsuperfície terrestre. As velocidades

intervalares utilizadas são médias das reais velocidades, de modo que as médias são tomadas através de distâncias características como, por exemplo, comprimento de onda. Isto permite que a migração em profundidade modele o comportamento de ondas sísmicas muito mais precisamente. A técnica utilizada consiste em gerar perturbações no campo de velocidades até que um modelo geologicamente plausível seja obtido. Na prática, informações geológicas devem ser usadas como guias no processo de estimativa de velocidades, ajudando a garantir um resultado satisfatório.

Em áreas sabidamente complexas geologicamente, a migração pré-empilhamento (pré-stack) é a mais indicada e, portanto, esta técnica se constitui numa ferramenta muito importante na localização de reservatórios.

6.2 - INTRODUÇÃO AS MIGRAÇÕES KIRCHHOFF / RTM (REVERSE TIME MIGRATION)

A migração Kirchhoff é um método de migração sísmica que utiliza a integral Kirchhoff. Segundo (Gray et al., 2001), é o método mais fácil para se descrever cinematicamente.

Todos os métodos de migração sísmica envolvem a continuidade do campo de onda da região onde foi medido (superfície da Terra ou ao longo de um poço) para a região a ser trabalhada.

Na migração Kirchhoff, isto é feito usando a integral de Kirchhoff de um campo num determinado ponto como uma sobreposição de ondas que se propagam a partir de pontos adjacentes. A continuidade do campo de onda exige um modelo de velocidade sísmica, que é geralmente um modelo de velocidade constante ou que varia suavemente. O teorema integral de Kirchhoff expressa o valor do campo de ondas em ponto arbitrário através dos valores do campo de ondas em todos os pontos de uma superfície fechada que rodeia o ponto. Na prática as medições são feitas apenas na superfície. A integral de Kirchhoff pode ser expressa mais facilmente para dados em três dimensões.

A migração reversa no tempo propaga o campo de ondas registrado, o sismograma, de volta no tempo, onde este passa a ser a fonte utilizada. Os receptores passam a funcionar como fontes pontuais de ondas, onde injetam-se a cada iteração de tempo os valores da linha

correspondente do sismograma, levando-se em consideração as posições referentes a cada geofone.

O método utiliza diferenças finitas para solucionar a equação da onda mas ao invés de extrapolar em profundidade, resolve a equação da onda acústica ou elástica por completa extrapolando em tempo, permitindo que ondas se propaguem em todas as direções.

6.3 - EFEITOS E DIFERENÇAS DAS MIGRAÇÕES KIRCHHOFF E REVERSE TIME MIGRATION (RTM) NA VISUALIZAÇÃO DA PAREDE DO SAL

O principal objetivo deste trabalho foi a comparação entre o resultado final das migrações Kirchhoff e Reverse Time Migration (RTM) nas proximidades de um domo de sal pré-estabelecido de uma área de estudo localizada ao sul da bacia de Santos. A escolha deste tema inclui conhecimentos prévios da existência de diferenças nesta visualização. Desta forma, já era esperada a obtenção de diferenças entre os produtos finais.

Os volumes 3D utilizados para fins comparativos foram um PSDM_RTM assim como um PSDM_Kirchhoff.

O depth slice gerado para a figura 20 mostra a posição exata dessas linhas bem como sua localização em respeito aos dois domos de sal utilizados para comparação.

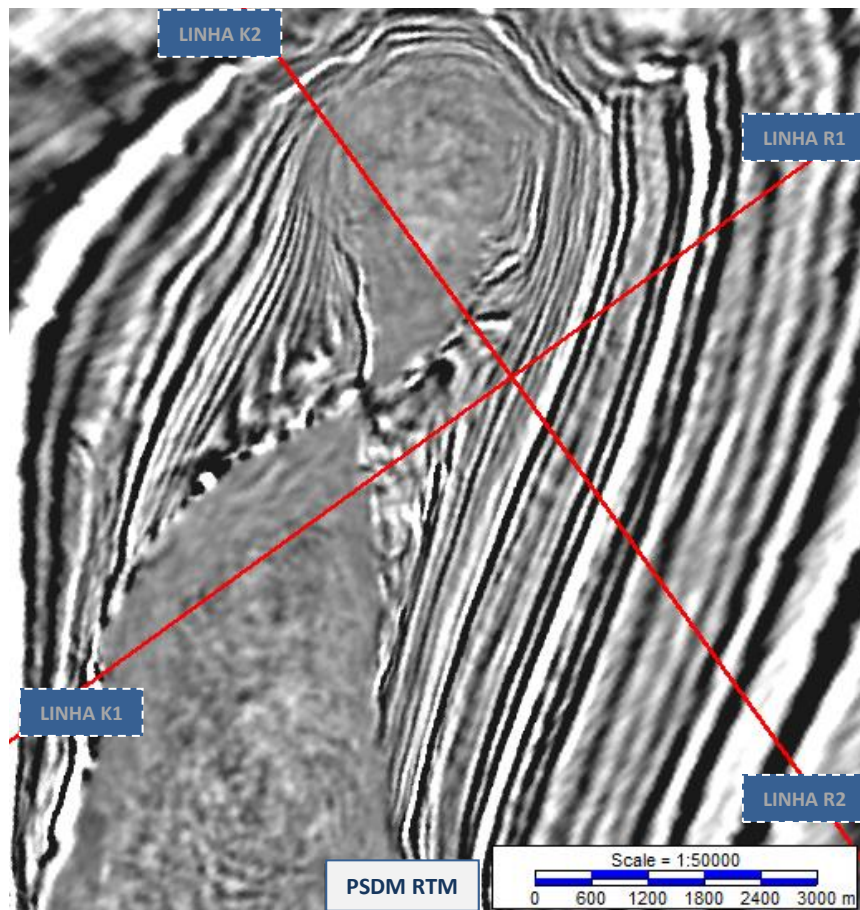


Figura 20 – Depth slice a -2000 metros mostrando a posição das linhas utilizadas na comparação

Primeiramente foi escolhido um ponto fixo a certa distância do domo de sal. Este ponto serviu de referência para as comparações efetuadas. A seguir, foram feitas medições de distância do ponto supracitado (linha vermelha vertical nos mapas) até a parede do domo de sal. Este mesmo procedimento foi executado uma vez para o volume Kirchhoff e outra para o volume RTM, obtendo-se desta forma um resultado considerado satisfatório para a comparação numérica. As imagens a seguir mostram as distâncias obtidas em cada medição.

A linha K1 e a linha R1 são respectivamente as linhas Kirchhoff e RTM sendo estas colocadas exatamente na mesma posição. Da mesma forma as linhas K2 e R2 são respectivamente outras linhas Kirchhoff e RTM colocadas exatamente na mesma posição uma em relação à outra.

Na primeira comparação, entre as linhas K1 e R1, a linha Kirchhoff (figura 21) fica a uma distância de aproximadamente 1,1 km da linha base de referência enquanto a linha RTM (figura 22) está a aproximadamente 939 metros de distância da linha base de referência.

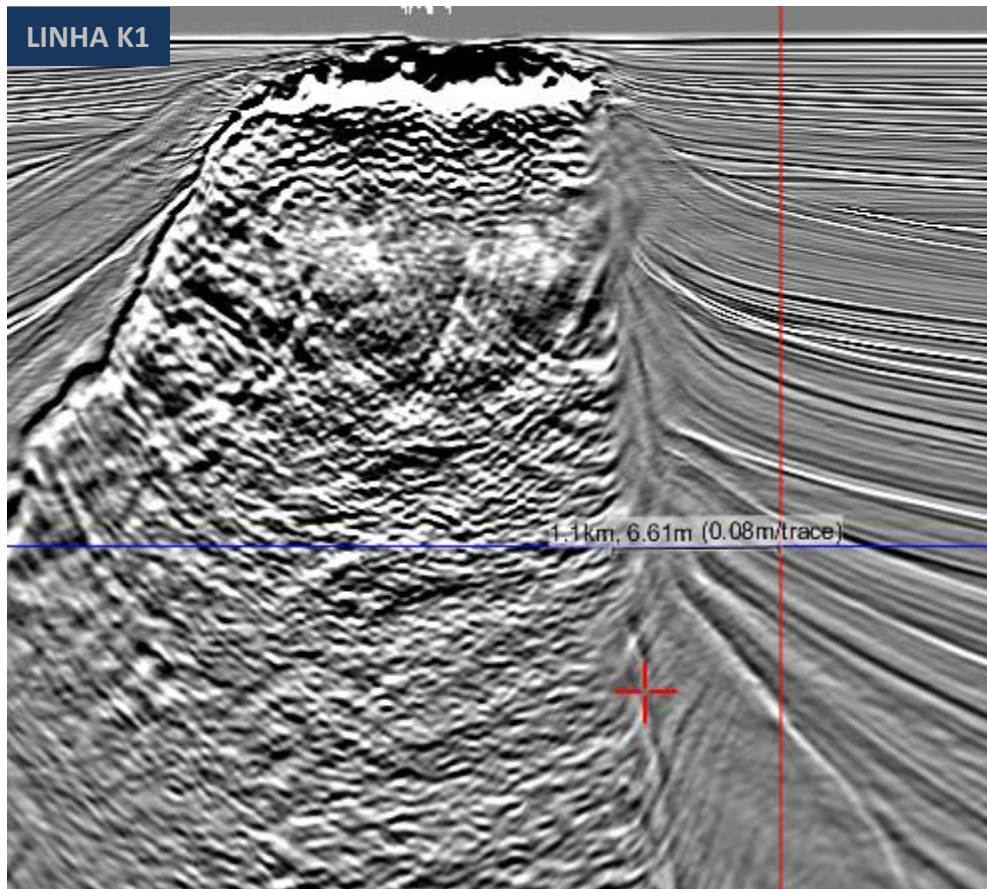


Figura 21 – Linha Kirchhoff 1. Parede do sal a 1,1 km de distância da linha vermelha escolhida como referência.

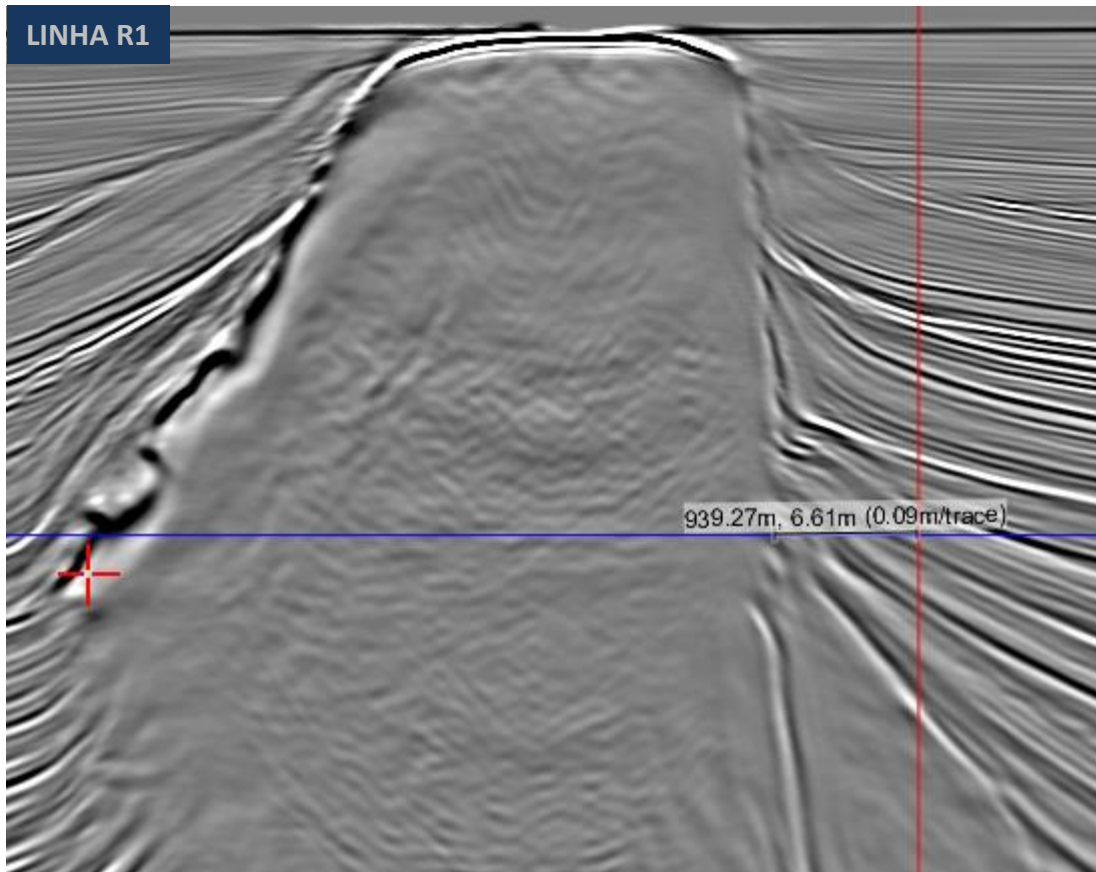


Figura 22 - Linha RTM 1. Parede do sal a 939 metros de distância da linha vermelha escolhida como referência.

Na segunda comparação, entre as linhas K2 e R2, a linha Kirchhoff (figura 23) fica a uma distância de aproximadamente 2,25 km da linha base de referência enquanto a linha RTM (figura 24) está a aproximadamente 1,6 km de distância da linha base de referência.

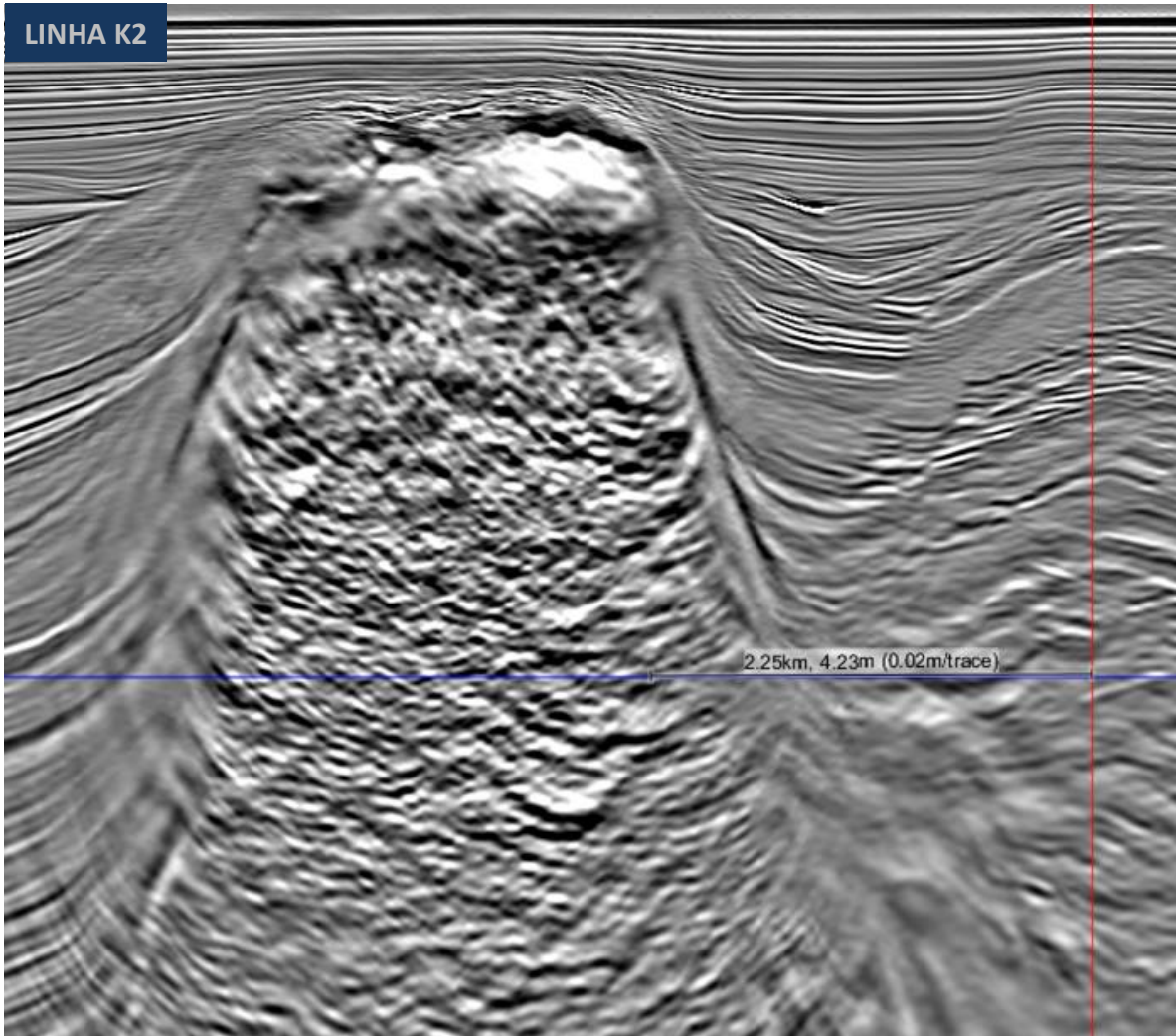


Figura 23 - Linha Kirchhoff 2. Parede do sal a 2,25 km de distância da linha vermelha escolhida como referência.

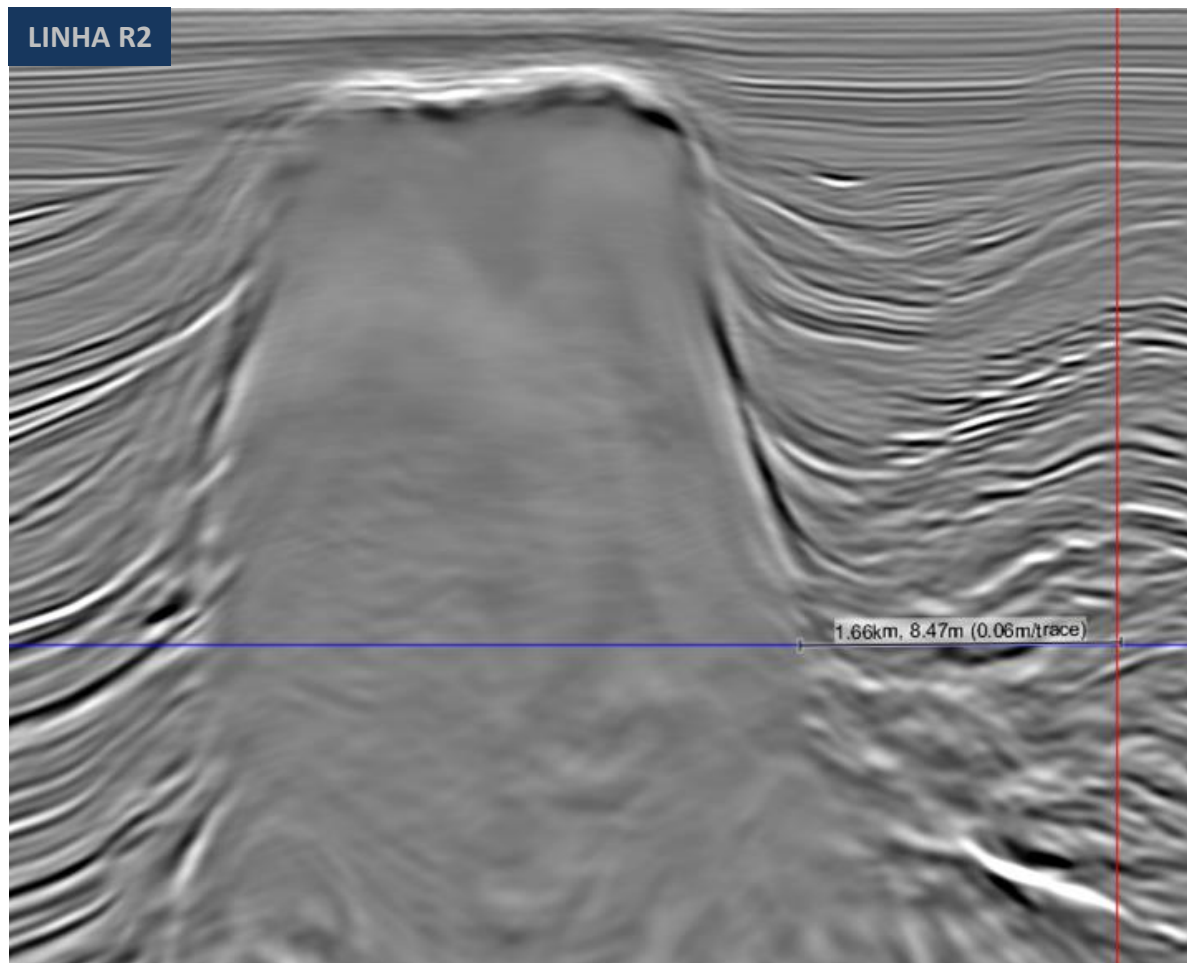


Figura 24 - Linha RTM 2. Parede do sal a 1,6 km de distância da linha vermelha escolhida como referência.

O passo seguinte foi gerar dois depth slices na mesma profundidade de (-2000 metros) das medições anteriores para se estimar a distância medida, porém dessa vez com uma superfície um pouco diferente por se tratar de um slice.

A primeira medição foi feita utilizando o data-type RTM e em seguida a mesma medição utilizando o data type Kirchhoff. Ambas as medições também foram em relação a uma linha vermelha estática.

Na superfície RTM a distância medida foi de 380 metros até a parede de sal, enquanto na superfície Kirchhoff a distância medida foi de 696 metros conforme mostrado na figura 26.

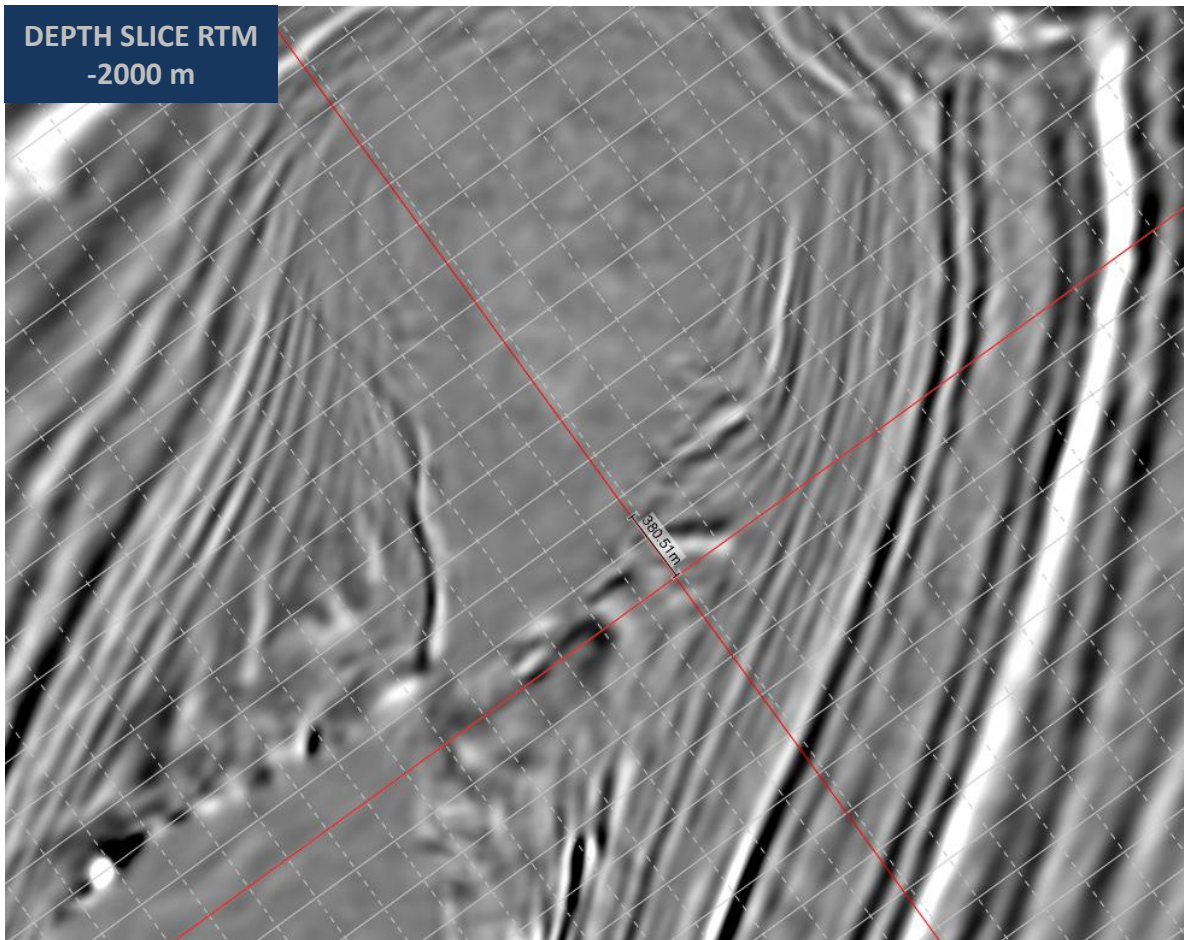


Figura 25 – Medida da distância entre a linha vermelha base e a suposta parede do sal em data type RTM. Aproximadamente 380,5 metros.

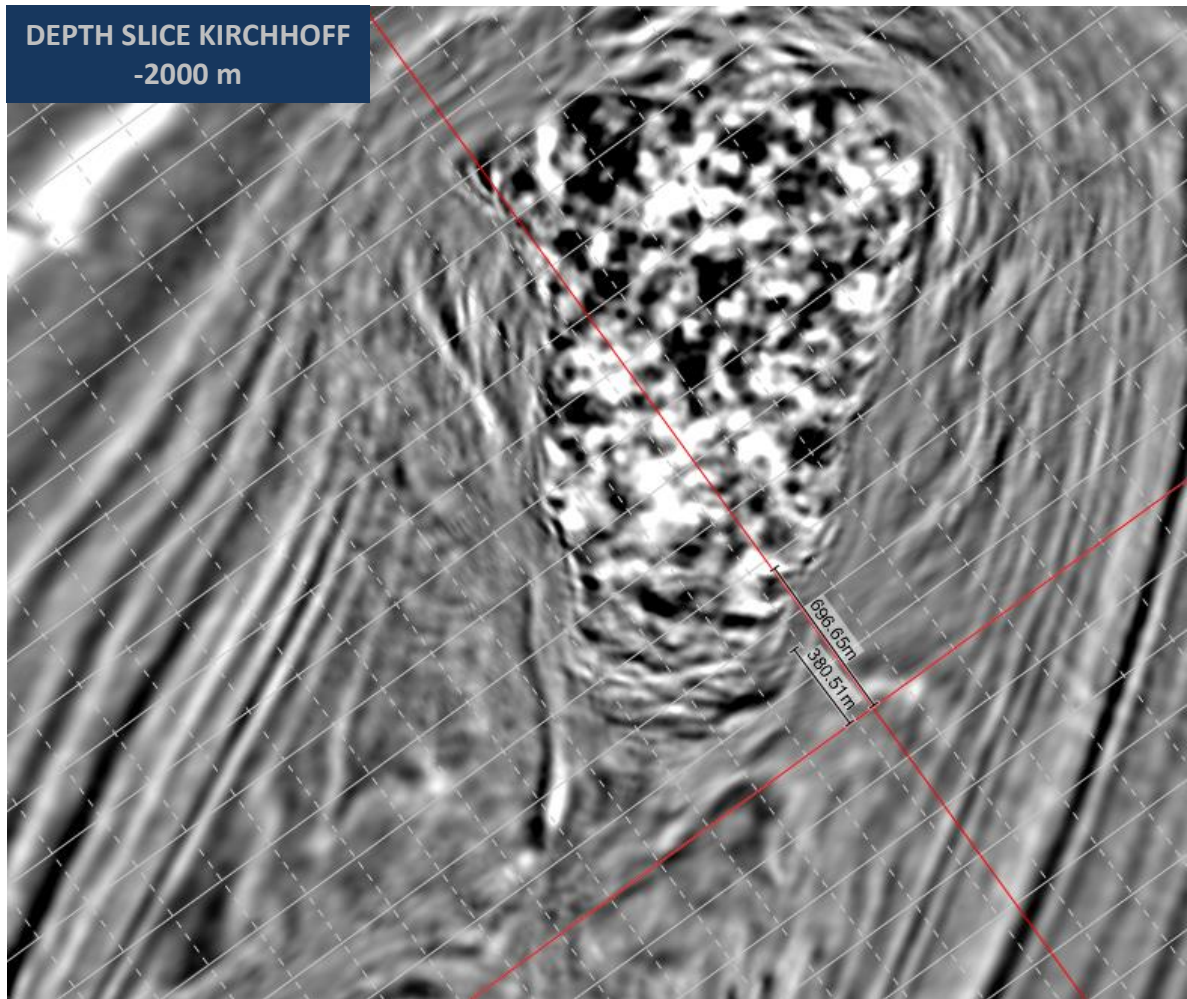


Figura 26 – Depth slice mostrando de outra perspectiva as medidas entre os dois limites da parede do sal. Desta vez valores RTM e Kirchoff juntos.

CAPÍTULO 7 - RESULTADOS FINAIS E CONCLUSÕES

Nos três tipos de medições efetuadas o resultado de certa forma teve um comportamento bem definido. Na primeira medição a diferença de valores obtidos foi de 161 metros, chegando a quase 600 metros na segunda medição e ainda 316 metros na comparação por depth slice.

De forma geral podemos notar uma tendência predominante das migrações RTM em melhor definir e delimitar as paredes do sal. Além das distâncias diferenciadas, fica claro uma notável melhor definição da parede do domo salino no dado RTM em relação ao Kirchhoff.

Sendo assim, podemos considerar migrações RTM como as mais indicadas para melhor entendimento e mapeamento de corpos salinos, uma vez que a interpretação sísmica próxima a evaporitos pode ser bastante dificultada devido a sua resposta sísmica confusa.

CAPÍTULO 8 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALVES, R. A. ***Estudo Sismoestratigráfico da Bacia do Brasil***. Dissertação (Mestrado em Geologia e Geofísica Marinha) - UFF, 1999. 127 p.

AMARAL, M. ***Interpretação geológica da camada do sal aptiano na porção centro-norte da bacia de Santos..*** Dissertação (Graduação) - UFRJ, 2011.

BALK, R. ***Structure of Grand Saline salt dome, Van Zandt County, Texas***. AAPG Bulletin, 1949, **33**: 1791-1829.

BARBOSA, M. S. C. ***Influência de um diápiro de sal na história térmica de uma bacia sedimentar: um exemplo na Bacia de Santos***. 1990. Tese (Mestrado)–universidade Federal de Ouro Preto, Minas Gerais, 1990.

BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M.; GONÇALVES, J. H. ***Geologia, Tectônica e Recursos minerais do Brasil***. BRASÍLIA, 2003.

Boletim de geociências da Petrobras, Bacia de Santos, 2007.

CALDAS, M, F, & ZALÁN, P, V. ***Reconstituição cinemática e tectono-sedimentação associada a domos salinos nas águas profundas da Bacia de Santos***, Brasil.

CASTRO, A, S & HOLZ, M. ***A tectônica de sal e a deposição de sedimentos em águas profundas na região sul da bacia de santos, 3º Congresso Brasileiro de P&D em Petróleo e Gás, 2004.***

CAINELLI, C., MOHRIAK, W.U. ***Geology of Atlantic Eastern Brazilian basins***. 1998. In: AAPG, International Conference & Exhibition Short Course – Brazilian Geology Part II, Rio de Janeiro, Brasil.

COHEN, H. & HARDY, S. ***Numerical modelling of stratal architectures***, 1996.

CORRÊA, F. S. ***Evolução halocinética da região centro-norte da bacia de santos, Brasil***, 1996.

DUARTE, O, O. **Dicionário enciclopédico inglês-português de geofísica e geologia.**

FIGUEIREDO, A.M.F., MOHRIAK, W.U. 1984. **A Tectônica Salífera e as Acumulações de Petróleo da Bacia de Campos.** In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Anais, Rio de Janeiro, 1380-1394.

FOSSSEN, H. **Structural Geology**, Cambridge University, 2010.

GRAY SH, J. E. J. D. E WHITMORE D. 2001. **Seismic migration problems and solutions, Geophysics, 66.**

HASUI,Y & CARNEIRO,C,D,R & ALMEIDA,F,F,M . **Geologia do brasil**, Brasil.

<http://www.inf.pucrs.br/~linatural/corporas/geologia/txt/Txts133.txt>

JACKSON, M. P. A. & TALBOT, C. J. 1986.**External shapes, strain rates, and dynamics of salt structures.** Geological Society of America Bulletin, 97: 305-323.

JENYON, M. K. 1986. **Salt tectonics.** London, Elsevier, 1, 191p.

KEARY, P. & BROOKS, M & HILL, I. 2009. **Geofísica de Exploração.** Oficina de Textos.

KLEMME, H.D. 1980. **Types of petroliferous basins.**

KOUTSOUKOS, E.A.M. **Evolução Paleoecológica do Albiano ao Maestrichtiano na Área Noroeste da Bacia de Campos, Brasil, com base em Foraminíferos.** In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, Anais, 2:685.

MACEDO, J. M. 1990. **Evolução tectônica da Bacia de Santos e áreas continentais adjacentes.** In: Raja Gabaglia, G. P. & Milani, E. J. (ed.) **Origem e evolução de bacias sedimentares.** Rio de Janeiro, PETROBRAS, 361-376.

MELO, P. R. C. & CARVALHO, R.P. & PINTO, D.C. 2008. **Rochas e Minerais Industriais – CETEM/2008, 2ª Edição. CAP. 25.**

MOHRIAK, W.U., MACEDO, J.M., CASTELLANI, R.T., RANGEL, H.D., BARROS, A.Z.N., LATGÉ, M.A.L., RICCI, J.A., MISUZAKI, A.M.P., SZATMARI, P., DEMERCIAN, L.S., RIZZO, J.G., AIRES, J.R. 1995b. **Salt tectonics and structural styles in the deep-water province of the Cabo Frio region, Rio de Janeiro, Brazil.** In: Jackson, M.P.A., Roberts, D.G., Snelson, S. (eds.). Salt tectonics: a global perspective, AAPG Memoir 65:273- 304.

MOHRIAK, W & SZATMARI, P & ANJOS, S.M.C, Editora Beca, São Paulo, 2008 **Sal: Geologia e Tectônica.** Editora Beca, São Paulo, 2008.

MOREIRA, J, L, P, & MADEIRA, C, V & GIL, J, A & MACHADO, M, A, P **Bacia de Santos**

NELY, G. 1994. **Evaporites sequences in petroleum exploration.** 2. Paris, Éditions Technip, 2, 252p.

NUNES, C. V.; VIVIERS, M. C.; LANA. C. C. 2004. **Bacia de Santos,** Fundação paleontológica Phoenix, Recife, n.6.

ODÉ, H. 1968. **Review of mechanical properties of salt relating to salt dome genesis.** In: Braunstein, J. & O'Brien, G. D. (ed.) *Diapirism and Diapirs.* Tulsa, Oklahoma, USA, AAPG Memoir, 8, 53-78.

PEREIRA, M.J., FEIJÓ, F.J. 1994. **Bacia de Santos.** Boletim de Geociências da PETROBRAS, 8(1):219-234.

PRESS, S.; SIEVER, R. **Para entender a terra,** 3ª Edição. Artmed Editora. Porto Alegre. 2006.

RAJA GABAGLIA, G. P; FIGUEIREDO, A. M. F.; de **Evolução dos conceitos acerca das classificações de bacias sedimentares:** PETROBRAS, 1991. Separata de: Raja Gabaglia, G. P. & Milani, E. J. (Ed.), Origem e evolução das bacias sedimentares. PETROBRAS, Rio de Janeiro, pp. 31-45.

ROSA, A.L.R. **Análise do sinal sísmico**. Sociedade Brasileira de Geofísica, Rio de Janeiro, 2010.

STEWART, S. A. & COWARD, M. P. 1995. **Synthesis of salt tectonics in the southern North Sea, UK. *Marine and Petroleum Geology*, 12: 457-475.**

TRUSHEIM, F. 1960. **Mechanism of salt migration in northern Germany. *AAPG Bulletin*, 44: 1519-1540.**

VALYASHKO, M. G. 1956. **Geochemistry of bromine in the processes of salt deposition and the use of the bromine content as a genetic and prospective criterion. *Geochemistry*, vol. 6, p.570-589.**

VAN KEKEN, P. E.; SPIERS, C. J.; VAN DEN BERG, A. P.; MUYZERT, E. J. 1993. **The effective viscosity of rocksalt: implementation of steady-state creep laws in numerical models of salt diapirism. *Tectonophysics*, 225: 457-476.**

VENDEVILLE, B. C. & JACKSON, M. P. A. 1992. **The fall of diapirs during thin-skinned extension. *Marine and Petroleum Geology*, 9: 354-371.**

WALTHAM, D. 1997. **Why does salt start to move? *Tectonophysics*, 282: 117-128.**

WARREN, J. K. 2006. **Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons**. New York, Springer, 1, 1035p.

WILLIAMS, B.G., HUBBARD, R.J., **Seismic stratigraphic framework and depositional sequences in the Santos Basin, Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 1:90-104, Rio de Janeiro, 1984.**

YILMAZ, O. 2000. **Seismic Data Processing**. Society of Exploration.