

3. METODOLOGIA E DADOS UTILIZADOS

3.1 Metodologia

A metodologia empregada nesta dissertação segue a metodologia desenvolvida por Zalán *et al.* (2009, 2011a, 2011b) e semelhante a empregada em vários trabalhos (Wilson, 2003; Blaich, 2008; Dupré, 2011). Nos trabalhos desenvolvidos por Zalán na margem passiva do Sudeste do Brasil (Bacias de Santos, Campos e Espírito Santo) as estruturas profundas visíveis nas linhas sísmicas especiais (vide descrição abaixo) foram interpretadas levando-se em conta modelos de comportamento reológico da crosta continental (comportamento dual, rúptil e dúctil) e modelos de ruptura de mega-continentes divulgados na literatura recente (vide Capítulo 1). Para os níveis mais rasos portadores de rochas sedimentares pré- e pós-sal a interpretação seguiu a metodologia clássica utilizada no dia-a-dia das companhias de petróleo. Estes mesmos conceitos teóricos guiaram a interpretação sísmica realizada aqui nesta pesquisa.

Assim sendo, uma vez interpretadas as linhas sísmicas em toda a sua extensão e profundidade, procedeu-se a modelagens gravimétricas e magnetométricas para se ter um controle adicional sobre as posições de importantes níveis de referência (tais como o limite entre as crostas e o manto, o topo do embasamento cristalino, etc.) bem como sobre as espessuras de importantes unidades tectônicas tais como a crosta continental, a crosta oceânica, bacias sedimentares, camada de sal, etc.. Nesta etapa, frequentemente a posição de seus limites interpretados na sísmica teve que ser deslocada para se obter a melhor correspondência possível entre os valores de gravimetria e magnetometria medidos pelo navio e os valores obtidos com a modelagem. Entretanto, tentou-se sempre respeitar a presença e a localização de refletores fortes, de pacotes de refletores e de sismo-fácies características de maneira que o deslocamento exigido pelos valores dos métodos potenciais não transgredisse em muito a estruturação exibida pela sísmica de reflexão.

Ao final, as linhas sísmicas interpretadas e modeladas foram transformadas em seções geológicas, em cima das quais discussões acerca da geometria crustal obtida, do seu zoneamento e sobre a natureza da passagem crosta continental-crosta oceânica foram elaboradas.

3.2 Base de Dados

Neste trabalho foram utilizadas cinco seções sísmicas 2D adquiridas em um levantamento especulativo feito pela empresa ION/GX Technology Corporation. Este levantamento é denominado por esta empresa como CongoSPAN. A empresa permitiu a utilização de três linhas levantadas perpendicularmente à costa (seções sísmicas 2600, 2200 e 1800) e duas paralelas à costa (seções 9500 e 9700), para permitir a amarração da interpretação entre este grupo de linhas sísmicas. O levantamento consistiu em uma série de seções sísmicas 2D, com espaçamento médio de 20 km entre cada seção, recobrando as bacias sedimentares da costa africana do Congo, Gabão e Angola.

A aquisição deste dado foi feita com a utilização de cabos de *offset* longo (10,8 km) e com tempo de registro de 18 segundos. Estes parâmetros permitem a obtenção de uma grande quantidade de informações das porções mais profundas das bacias, do seu embasamento e até mesmo da passagem entre crosta e o manto.

Junto com a aquisição de dados sísmicos foram adquiridos também dados gravimétricos e magnetométricos, que foram disponibilizados pela ION/GXT e serão utilizados neste trabalho para validar a interpretação sísmica e auxiliar nas áreas em que a sísmica não é suficientemente confiável.

3.2.1 Processamento do dado sísmico

O levantamento CongoSPAN 2D foi feito ao longo da costa oeste da África (Angola, Congo e Gabão) com o objetivo de imagear regiões profundas destas

bacias marginais e para isso foram utilizados equipamentos e parâmetros que favorecessem este objetivo.

A aquisição foi feita por diferentes navios, mas todos utilizaram cabos de afastamento longo, com 9 a 10 km de comprimento, intervalo de grupo de 12,5 ou 25 metros e tempo de registro de 18 segundos. Levantamentos normais costumam utilizar cabos de 5 a 6km e registro de 5 a 7 segundos. Esta comparação mostra a diferença entre os levantamentos e a possibilidade que o CongoSPAN tem de revelar feições não identificadas anteriormente.

O fluxo de pré processamento das linhas sísmicas foi o seguinte:

- Transformação do dado em SEG-D para utilização no programa Promax
- Reamostragem de 2ms para 4ms.
- Controle de qualidade
- Decimação do traço (de 804 para 402 canais)
- Correção estática do cabo e da fonte
- Remoção da energia residual da bolha
- Conversão para fase zero
- Análise de velocidade
- Correção de espalhamento esférico
- Atenuação de ruídos
- Atenuação de múltipla
- Junção dos segmentos de linha
- Filtro variável com o tempo
- Deconvolução F-X
- Eliminação do efeito de alias espacial

No estágio seguinte iniciou-se a migração pré empilhamento do dado em profundidade. Foram usados os seguintes parâmetros para esta migração:

- Amostragem do ponto comum em profundidade (CDP) = 12,5 metros,
- Incremento de profundidade = 5 metros
- Comprimento de entrada do traço = 18 segundos,
- Profundidade de saída do traço = 25 km.,
- Raio de abertura = 10 km
- Ângulo de mergulho máximo = 85 graus

- Multiplicidade de entrada = 100
- Multiplicidade de saída = 50

O fluxo utilizado na migração pré empilhamento em profundidade foi o seguinte:

- Entrada do dado pré processado em tempo,
- Migração da camada de água e mapeamento do fundo do mar,
- Criação do modelo de velocidade inicial do pacote de sedimentos,
- Migração inicial do pacote de sedimentos,
- Atualização do modelo de velocidade usando inversão tomográfica
- Migração em Kirchhoff em profundidade,
- Mapeamento do topo do sal,
- Migração do pacote de sal,
- Mapeamento da base do sal,
- Atualização da velocidade da seção pré sal utilizando inversão tomográfica,
- Inclusão de modelo de velocidade crustal profunda originado na modelagem gravimétrica,
- Final da migração Kirchhoff
- Correção residual de sobretempo (RMO),

Simultaneamente à aquisição do dado sísmico a Fugro-Robertson adquiriu e processou os dados gravimétricos e magnetométricos. Os dados gravimétricos foram adquiridos com o auxílio de um gravímetro LaCoste and Romberg, com registro de dados a cada um segundo. Os dados magnéticos foram adquiridos com o uso de um magnetometro SeaSpy Marine, que consiste em um magnetômetro de precessão de prótons, com uma intensificação do sinal pelo Efeito Overhauser.

3.2.2 Processamento dos dados gravimétricos

Para o processamento dos dados gravimétricos, foram executadas as seguintes etapas:

A – Reconstrução do Dado Gravimétrico

Os dados gravimétricos foram adquiridos com a utilização de um gravímetro dinâmico LaCoste & Romberg, com o sistema de controle digital ZLS, em tempo real. Este sistema coleta 200 amostras a cada segundo. Esta amostragem é mais do que adequada para a captura de toda informação necessária sem a formação de alias. É feita uma média com este dado, produzindo amostras de um segundo.

B – Procedimento de correlação cruzada.

Este é um método para avaliar e corrigir o dado gravimétrico adquirido em um navio e foi sugerido por LaCoste que utiliza a hipótese de que não deve existir uma correlação cruzada entre navios em movimento e variações em dados gravimétricos observados (com a correção dos efeitos de Eötvös). A movimentação do navio é determinada com uso de vários canais de monitoramento que registram a sua aceleração e velocidade. Estes dados são adquiridos simultaneamente a aquisição dos dados gravimétricos.

A correlação cruzada entre a curvatura de gravidade e cada canal de monitoramento foi usada para construir um fator de ganho para cada canal. Estes fatores de ganho, quando aplicados a seu respectivo canal, minimizam a curvatura do dado corrigido do gravímetro. Este procedimento foi utilizado para melhorar a qualidade do dado adquirido, particularmente em regiões de alto mar.

C – Conversão do dado

O gravímetro utilizado na aquisição grava os dados em unidades métricas e por isso necessita de uma conversão, para transformar o dado coletado em miligals.

D – Ajuste do datum e correção de deriva do dado

São efetuadas leituras gravimétricas com o navio parado em portos, para o cálculo de deriva e facilitar a amarração do dado com uma rede gravimétrica global.

Como a aquisição foi feita em várias campanhas, foram coletados dados de diferentes datas e locais para a realização desta correção.

E – Marés terrestres

Gravímetros possuem sensibilidade suficiente para responder à influência da atração gravitacional do Sol e da Lua e registrar estas variações periódicas da atração causada pelo movimento da Terra em respeito a estes corpos; assim como

as águas da Terra regularmente se elevam e descem por conta destas forças em ciclos de marés previsíveis. Estas forças de maré afetam a Terra em si. Mudanças gravitacionais, como resultado destas forças, variam com a latitude, mês e ano. O ciclo total de maré é acompanhado por uma variação gravimétrica de 0,2 a 0,3 mGal.

Uma correção de maré terrestre foi calculada usando um algoritmo baseado na fórmula publicada em Longman (1959): Formulas for computing the tidal acceleration due to the moon and the Sun. J. Geoph. Res., 64, pp 2351-2355. Esta correção foi calculada ponto a ponto e adicionada ao dado gravimétrico calibrado.

F – Correção de Eötvös

A correção de Eötvös geralmente é o fator mais importante que limita a acurácia do dado gravimétrico adquirido em uma plataforma móvel. O desenvolvimento dos sistemas de navegação tem reduzido o nível de erro que é aplicado a esta correção, mas este fator continua sendo um importante componente no processo de redução do dado. O efeito Eötvös é o resultado da adição vetorial da velocidade do gravímetro e a velocidade de rotação da Terra. Este efeito altera a força centrífuga da gravidade normal medida na rotação da gravidade.

G – Computação das anomalias gravimétricas

Dados os grandes efeitos de latitude, terreno e densidade, que são expressados em uma observação gravimétrica em um ponto de amostragem particular, costuma-se calcular um campo gravimétrico teórico, que gera um valor de gravidade no ponto. Este campo teórico é removido do dado observado em campo e a anomalia resultante é então interpretada para determinar diferenças entre o ambiente geológico atual e as premissas assumidas na construção do modelo gravimétrico teórico construído.

Geralmente são utilizados dois níveis de correções, a correção Ar-Livre e a correção Bouguer. Os efeitos teóricos destas suposições são calculados para produzir gravidade Ar-Livre teórica e gravidade Bouguer teórica, respectivamente. Subtraindo estes campos teóricos do campo gravitacional da estação absoluta, são produzidas a anomalia ar livre e a anomalia Bouguer, respectivamente.

Como procedimento para a correção de gravidade teórica são usados os seguintes passos: correção teórica da latitude, correção da gravidade ar livre (eliminando o efeito da variação de altitude em relação ao *datum*), correção Bouguer 3D (corrige a atração das rochas acima ou abaixo do *datum* considerado).

H – Monitor de Velocidade Vertical

Esta é uma ferramenta utilizada pela Fugro-Robertson para auxiliar as equipes de campo a estimar a qualidade final do dado gravimétrico processado em diferentes condições operacionais enfrentadas durante o levantamento.

I – Controle de Qualidade do Dado

O dado gravimétrico é adquirido em diversas condições de mar. Estas condições de mar variam de 0,5 a 4 metros com a maioria deles com valores de 2 ou menos, como indicados pelos relatórios de campo e suportados pelas medidas do monitor de velocidade vertical. Filtragens foram reduzidas ao mínimo possível, para reter a maior quantidade possível de sinal.

3.2.3 Processamento dos dados magnéticos

Os seguintes procedimentos foram adotados para o processamento dos dados magnéticos.

A – Correção do cabo e remoção do campo normal da Terra

Foi aplicada uma correção de deslocamento ao dado magnético para alinhar as medidas do magnetômetro com as observações de navegação. Para a aquisição dos dados foi utilizado um cabo magnético com extensão de 150 metros.

O campo magnético normal da Terra foi computado para cada ponto de amostragem, usando a posição, a data do ponto e a fórmula do IGRF-10 atualizada para a data do levantamento. O coeficiente IGRF-10 é o resultado de uma revisão de 2005 e é válido para os anos 1900 a 2010. Este valor teórico do campo da Terra é então subtraído dos valores de campo com correção do deslocamento do cabo para produzir a anomalia magnética.

B – Dado Magnético Diário

A empresa Fugro-Robertson obteve dados magnéticos do Observatório Bangui na República Central Africana e no Observatório de Tsumbe na Namíbia.

Os dados destas duas fontes foram utilizados na correção dos dados de cada linha adquirida no levantamento.

C- Decorrelação do dado magnético adquirido com o dado da base.

Este procedimento foi realizado para remover o efeito das flutuações diurnas no campo magnético adquirido. O dado do magnetômetro da base contém muitas anomalias correlacionáveis ao dado magnético marinho.

D- Controle de Qualidade

Os dados utilizados na dissertação podem ser considerados de boa qualidade. Adicionalmente filtro *butterworth* (passa baixa, que permite que as frequências abaixo de um limite definido sejam utilizadas e as acima deste limite sejam descartadas), com um corte de 60 segundos, foi aplicado para todas as linhas.

3.3 Interpretação Sísmica

A interpretação sísmica foi feita em meio digital, utilizando estações de trabalho e *softwares* da empresa Landmark (Powerview e Seisworks). Foram utilizados dados sísmicos com migração pré-empilhamento em tempo e com migração pré-empilhamento em profundidade (disponibilizados pela ION/GXT). A interpretação do presente trabalho foi feita no dado em profundidade. Em todas as linhas utilizadas, os dados obtidos se estendem a 25 km de profundidade (figura 37).

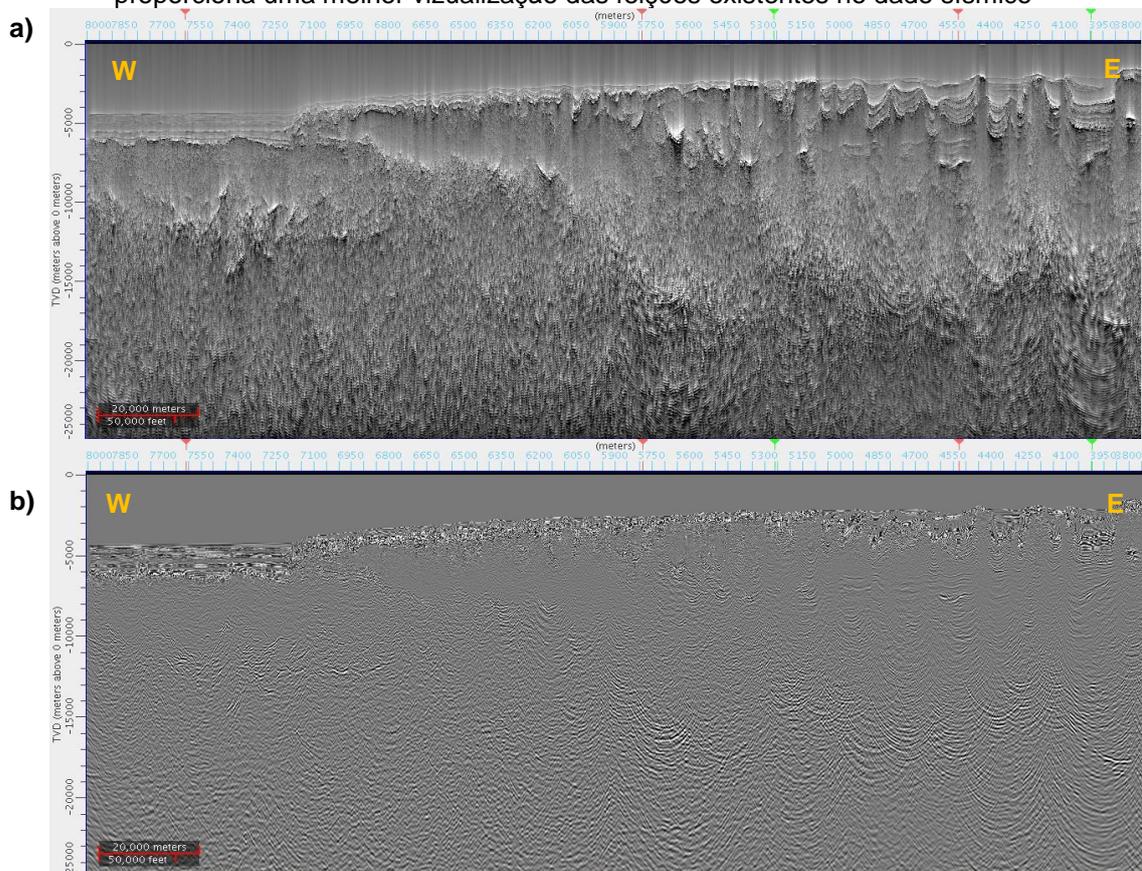
Para auxiliar os trabalhos de interpretação foram feitos vários testes de reprocessamento pós-empilhamento. O que apresentou melhor resultado foi o TecVa (sequência de processamento pós empilhamento desenvolvida sob patente pela Petrobras) (figura 29a).

Na interpretação sísmica foram mapeados 10 horizontes, em profundidade: o fundo do mar, o topo do Cretáceo, topo e a base do sal, horizonte intra-rifte, topo do embasamento, Descontinuidade de Conrad (limite entre a crosta superior rúptil e a

crosta inferior dúctil), Descontinuidade de Mohorovicic, topo da crosta oceânica e topo do manto exumado/serpentinizado (paleo Moho) (figura 30).

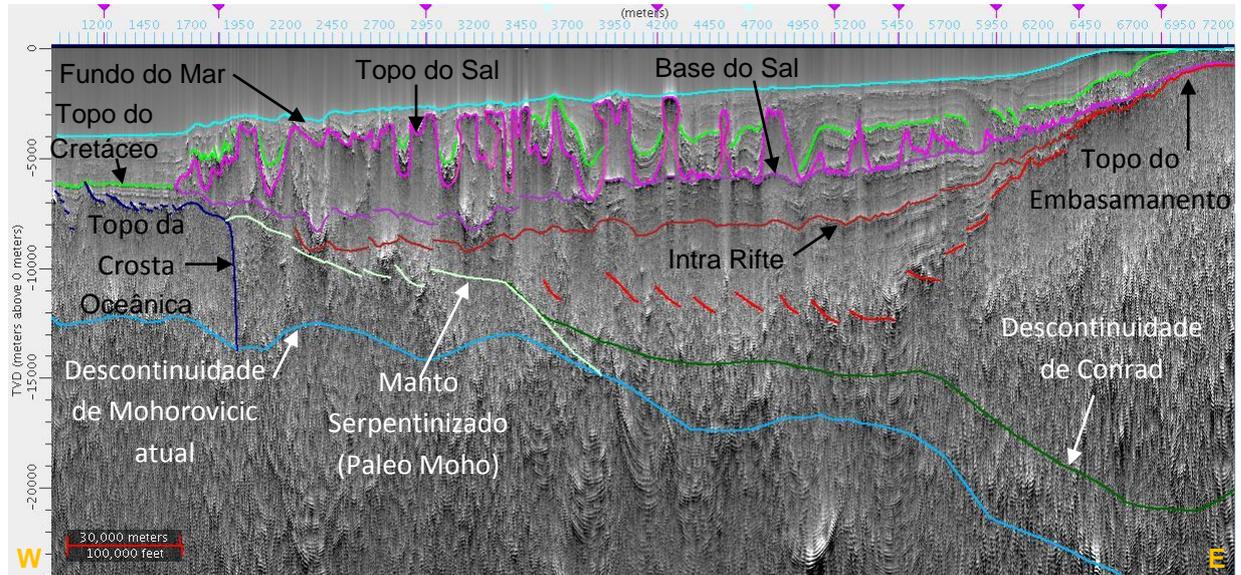
O fundo do mar é um refletor único, bastante evidente, que marca a passagem da água (com uma velocidade de 1500m/s) para os sedimentos com uma velocidade mais alta (velocidades de 1700-2000 m/s). Esta diferença de velocidades gera um refletor com grande contraste de impedância acústica e com boa continuidade lateral. Nas linhas perpendiculares à costa observa-se que o fundo do mar segue para oeste com um mergulho suave, caracterizando a atual plataforma da bacia (figura 31). A cerca de 60 km da linha de costa a inclinação do fundo do mar aumenta, marcando o início do talude. Após o talude há o início da região de bacia oceânica marcada pela diminuição da inclinação do assoalho oceânico em relação ao talude, mergulhando em direção ao centro da bacia (figura 31).

Figura 29 – a) Limite oeste da seção sísmica 2200, em profundidade, mostrando a profundidade máxima que o dado atinge e o resultado final do TecVa aplicado no dado. b) Seção sísmica 2200, volume de amplitude full, demonstrando que a utilização do volume TecVa proporciona uma melhor visualização das feições existentes no dado sísmico



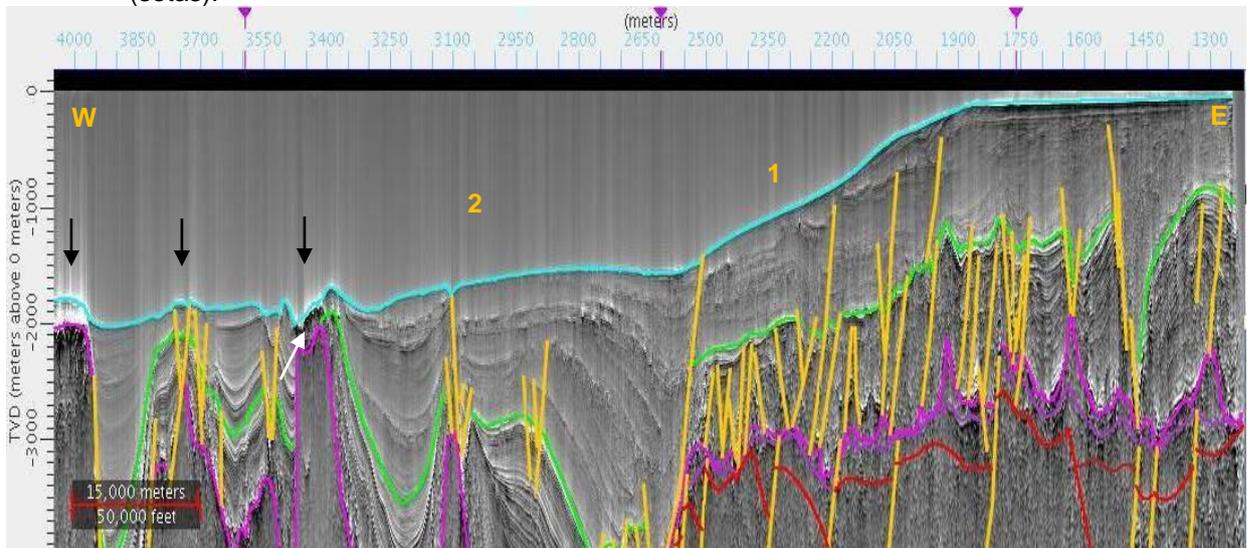
Fonte: O autor 2011.

Figura 30 - Limite oeste da seção sísmica 2600, em profundidade, mostrando os horizontes mapeados para a confecção deste trabalho.



Fonte: O autor 2011.

Figura 31 - Limite leste da seção sísmica 1800, em profundidade, mostrando a inclinação do fundo do mar na região de plataforma, talude (1), bacia oceânica (2). Nota-se a influência da halocinese afetando até horizontes recentes e controlando a morfologia do fundo do mar (setas).



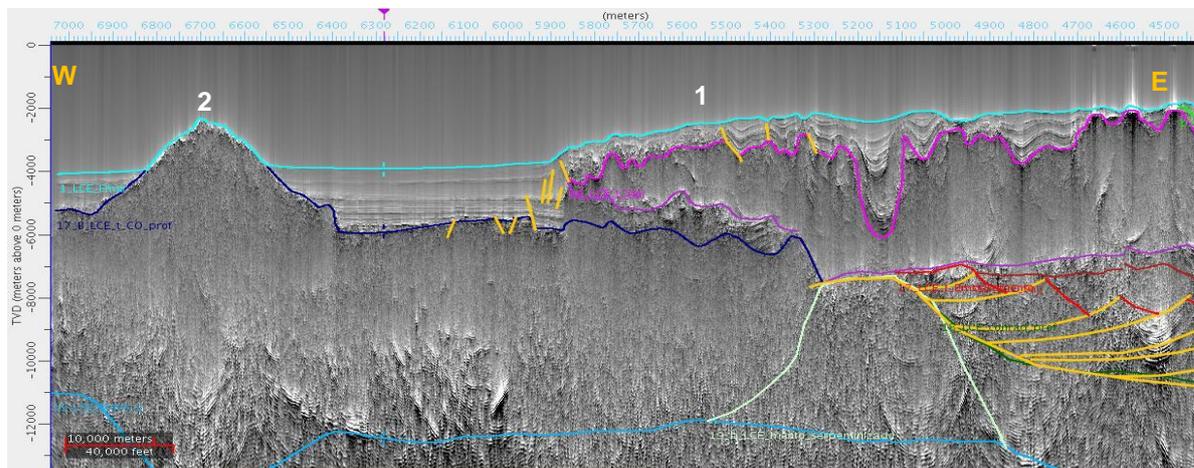
Fonte: O autor 2011.

Em alguns pontos o fundo do mar é afetado por falhamentos profundos, que chegam até o topo do pacote sedimentar. Estes devem estar relacionados principalmente a movimentação do sal e claramente corta a seção pós sal (figura 39). No entanto pode haver contribuição de reativação de falhas anteriores a deposição do sal.

O fundo do mar é afetado pela halocinese nas áreas em que ocorre a intrusão de diápiros de sal e próximo ao limite entre crosta oceânica e a crosta continental, onde ocorre a *nappe* de sal cavalgando por sobre a crosta oceânica (figura 40). Sobre crosta oceânica, excetuando-se a influência da *nappe* de sal no limite entre crostas, não se observa nenhum processo modificando o relevo do fundo oceânico. A linha 1800 mostra a existência de um monte submarino com extensão de 30 km e 1500 metros de altura, em relação ao fundo do mar (figura 32). Este monte submarino está alinhado a outros semelhantes, formando o lineamento de Sumbe com direção NW-SE, caracterizando atividade ígnea recente na região.

Durante o Oligo-Mioceno houve a deposição de espesso pacote de sedimentos terrígenos, provenientes, principalmente do paleo delta do Rio Congo. Este aumento no influxo de sedimentos neste período também é reflexo do soerguimento do continente africano iniciado no Oligoceno e ativo, possivelmente, até o Recente. Esta grande carga de sedimentos também contribuiu para intensificar a remobilização do sal abaixo bem como a estruturação relacionada à halocinese.

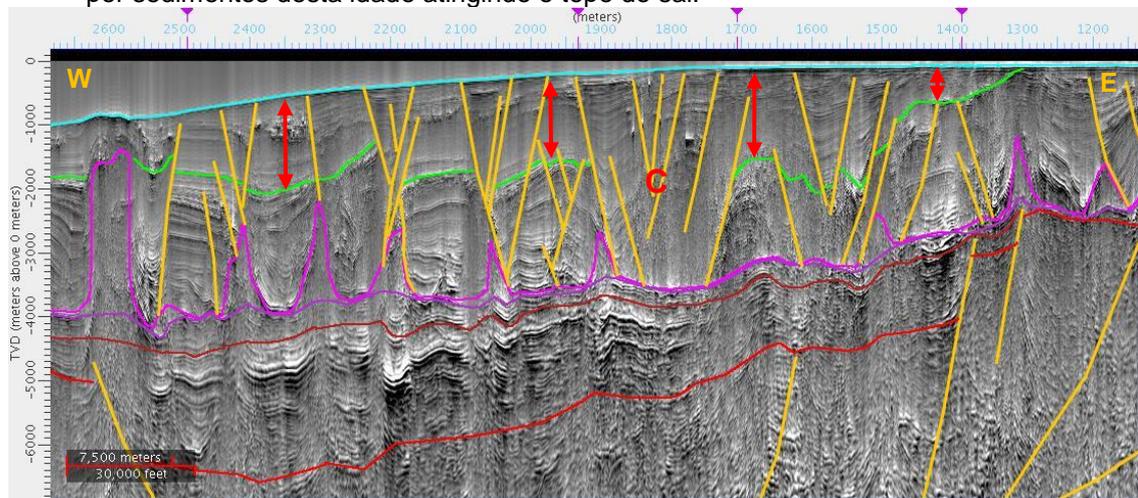
Figura 32 - Limite oeste da seção sísmica 1800, em profundidade, mostrando o fundo do mar afetado pelo sal que cavalga por sobre a crosta oceânica (1) e o monte submarino (2) que faz parte do lineamento de Sumbe.



Fonte: O autor 2011.

Próximo à costa os sedimentos do Oligo-Mioceno possuem pouca espessura. A exceção ocorre quando estes sedimentos preenchem calhas profundas, situadas nesta região (figura 33) podendo até ser depositados por sobre o sal. Estas calhas podem ser geradas pela dissolução e ou escape de diápiros de sal durante o Oligo-Mioceno ou pela movimentação das jangadas do Cretáceo Superior e Albiano (figura 26), deslizando sobre o sal e abrindo espaço para a deposição de sedimentos mais jovens.

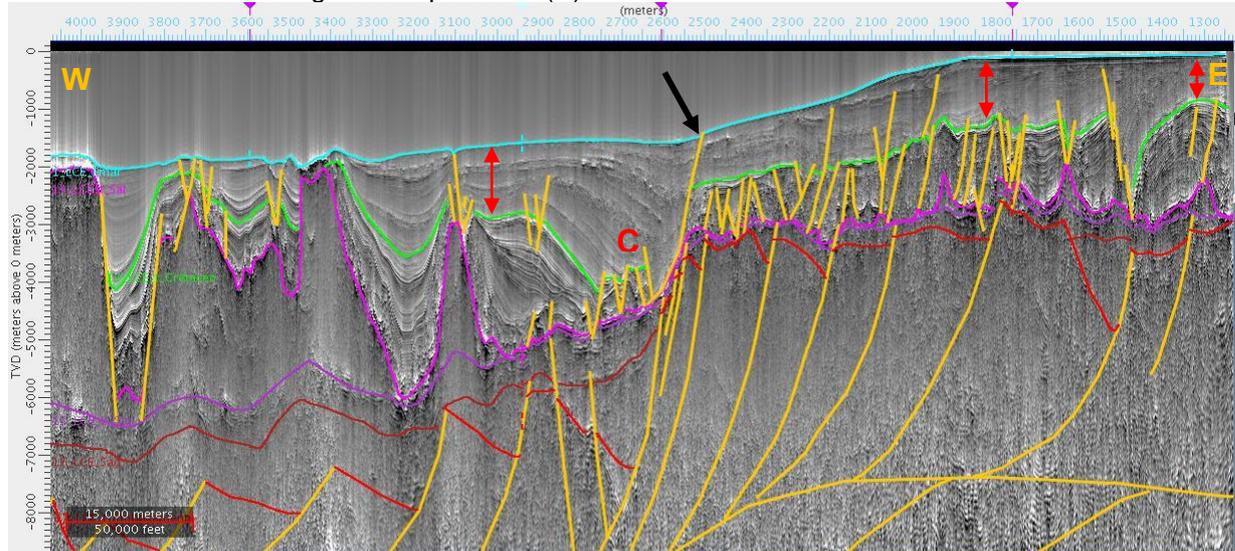
Figura 33 - Limite leste da seção sísmica 2200, em profundidade, mostrando o aumento de espessura nos sedimentos do Cenozóico (setas vermelhas) e as calhas (C) preenchidas por sedimentos desta idade atingindo o topo do sal.



Fonte: O autor 2011.

Na região do talude as calhas preenchidas por sedimentos do Oligo-Mioceno se tornam mais frequentes e algumas permanecem ativas até o presente (figura 34). O final do talude coincide com uma grande calha, em que os sedimentos do Neogeno foram depositados sobre o sal. Esta grande calha está associada a uma grande falha que corta toda a sessão pós sal e afeta até o fundo do mar, mostrando-se ativa até o presente. Esta falha está relacionada, em grande parte à halocinese, mas pode estar relacionada à falhamentos anteriores que afetaram a seção rifte e o embasamento, pois coincide com a região em que ocorre a principal mudança de mergulho no topo do embasamento (figura 34).

Figura 34 - Limite leste da seq sísmica 1800, em profundidade, mostrando o aumento de espessura nos sedimentos do Cenozóico (setas vermelhas) e as calhas preenchidas por sedimentos desta idade atingindo o topo do sal (C).



Nota: Notar a possível relação da falha atingindo o fundo do mar no final do talude com a falha que corta a seção pré sal abaixo (seta preta).

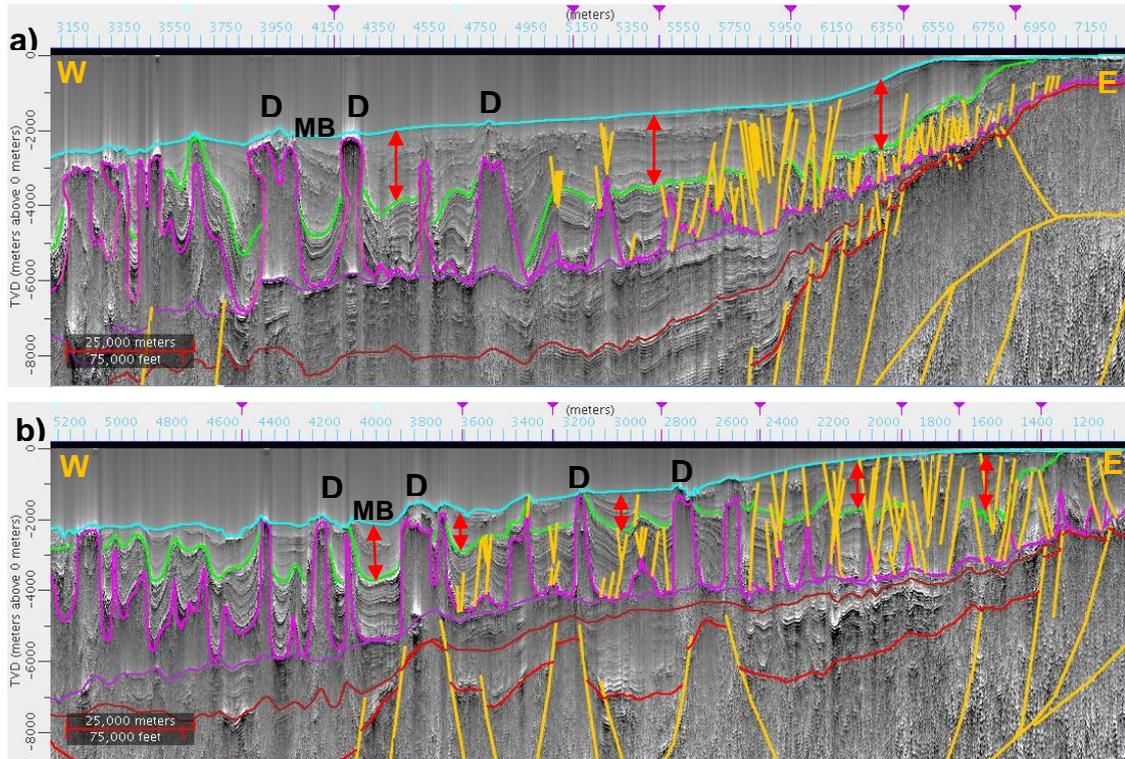
Fonte: O autor 2011.

Seguindo para oeste, após o talude, na linha sísmica 2600 (ao norte) a espessura de sedimentos do Oligo-Mioceno atinge 4 km, muito mais espessa do que as linhas ao sul, na bacia de Kwanza (Figura 35), efeito do paleo rio Congo.

As falhas e dobras presentes nesta seção são em sua grande maioria resultado da halocinese. A oeste, estes sedimentos são afetados quando entram no domínio compressional do sal, marcado por muralhas e diápiros que controlam a deposição dos sedimentos em minibacias (figura 35). Sobre a crosta oceânica a sedimentação é pouco espessa e bastante contínua.

Entre os sedimentos do Cretáceo Superior e os sedimentos do Oligo-Mioceno existe uma discordância bem marcada que está relacionada ao soerguimento do continente africano neste período. Na região da plataforma esta é uma discordância erosiva e os sedimentos do Cretáceo Superior estão bastante afetados por falhas e o deslocamento entre os blocos não é suficiente para separar totalmente os blocos adjacentes. No talude os deslocamentos são maiores e começam a aparecer blocos separados dos adjacentes, formando grandes calhas preenchidas por sedimentos mais novos. A movimentação dos blocos é auxiliada pela camada de sal, que atua como lubrificante. Estes blocos são comumente chamados de jangadas, que se deslocaram com o auxílio do sal (figura 36).

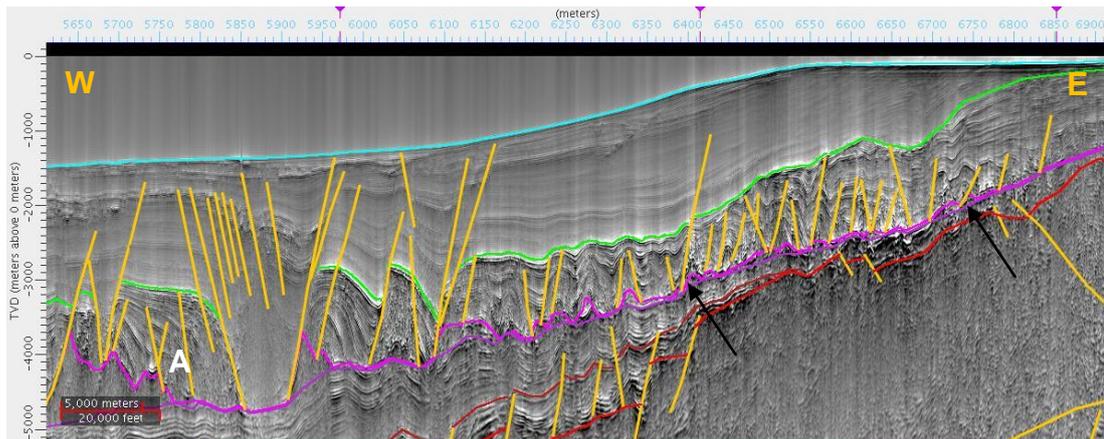
Figura 35 - Limite leste das seções 2600 (a) e 2200 (b), em profundidade.



Legenda: Seções mostrando uma espessura maior de sedimentos do Cenozóico (setas vermelhas) (sedimentos entre o refletor azul e o verde) no norte (linha 2600) em relação ao sul da bacia (linha 2200). Do centro para o oeste das duas linhas há a ocorrência de diápiros de sal (D), marcando os limites das mini bacias (MB), ou dobrando os sedimentos depositados sobre o sal. As duas linhas estão na mesma escala.

Fonte: O autor 2011.

Figura 36 - Limite leste da seção 2600, em profundidade



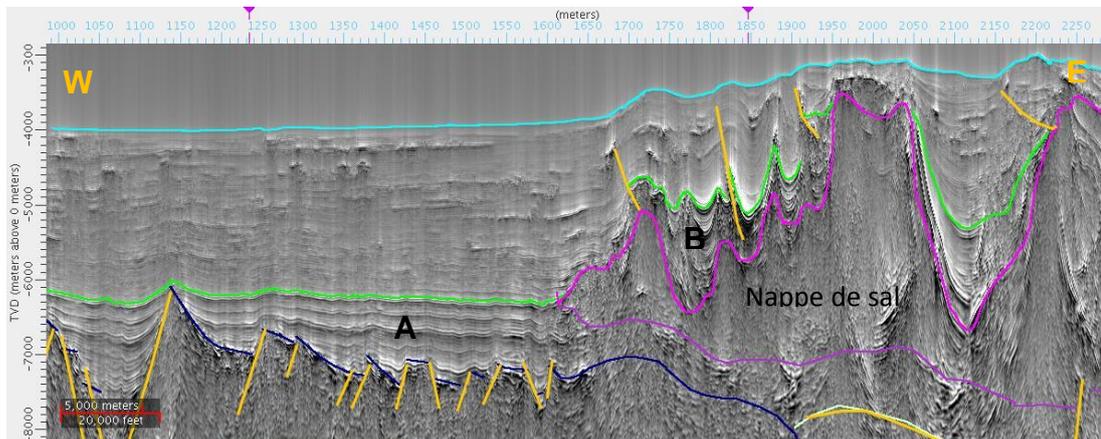
Legenda: Seção mostrando os falhamentos (linhas amarelas) dos sedimentos do Cretáceo Superior na seção pós sal (entre o horizonte verde e o rosa). A seção também mostra a pouca espessura de sal na região de talude e plataforma rasa (seta). Esta camada de sal atuou como lubrificante na movimentação dos sedimentos acima desta, formando vários blocos limitados por falhas. Na região proximal os blocos sofreram pouco deslocamento e ainda estão próximos uns dos outros. Seguindo para oeste o deslocamento dos blocos é maior e os blocos chegam a se separar dos adjacentes (letra "A" branca) (estes blocos são chamados de *rafts* ou jangadas).

Fonte: O autor 2011.

Na região de bacia oceânica os blocos do Cretáceo Superior estão, em sua maioria, separados uns dos outros. No domínio compressional do sal os sedimentos do Cretáceo Superior e Albiano sofrem as mesmas perturbações dos sedimentos mais recentes, uma vez que esta região permanece ativa até o presente. As maiores espessuras de sedimentos do Cretáceo Superior estão na plataforma e talude, diminuindo sua espessura para oeste.

Sobre crosta oceânica o pacote de sedimentos do Cretáceo Superior e Albiano é pouco espesso e bastante contínuo (figura 37), sendo pouco afetado por falhamentos, salvo alguns falhamentos na crosta oceânica e ativos durante a deposição dos primeiros sedimentos (provavelmente do Albiano).

Figura 37 - Limite oeste da seção 2600, em profundidade.



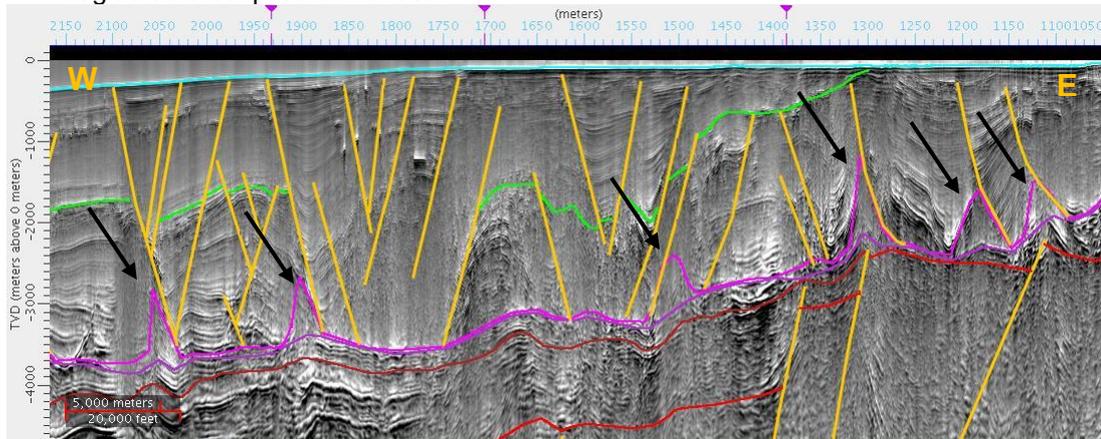
Legenda: Seção mostrando o pacote de sedimentos do Cretáceo Superior sobre a crosta oceânica (A) e sobre a *nappe* de sal (B).

Fonte: O autor 2011.

A espessa camada de sedimentos da seção pós-sal associada a períodos de soerguimento fez com que a halocinese fosse bastante ativa, alterando drasticamente a geometria dos depósitos de sal do momento de sua deposição em relação à atual.

O sal não é muito espesso na região proximal da bacia tendo, provavelmente, se deslocado desta região em direção a oeste, rumo ao depocentro atual da bacia. Na região proximal da bacia (plataforma e talude) existem alguns pequenos diápiros. Estes diápiros estão localizados junto a falhas, no limite oeste das jangadas do Cretáceo Superior e Albiano (figura 38).

Figura 38 - Limite leste da seção 2200, em profundidade, mostrando o comportamento do sal na região da atual plataforma rasa.

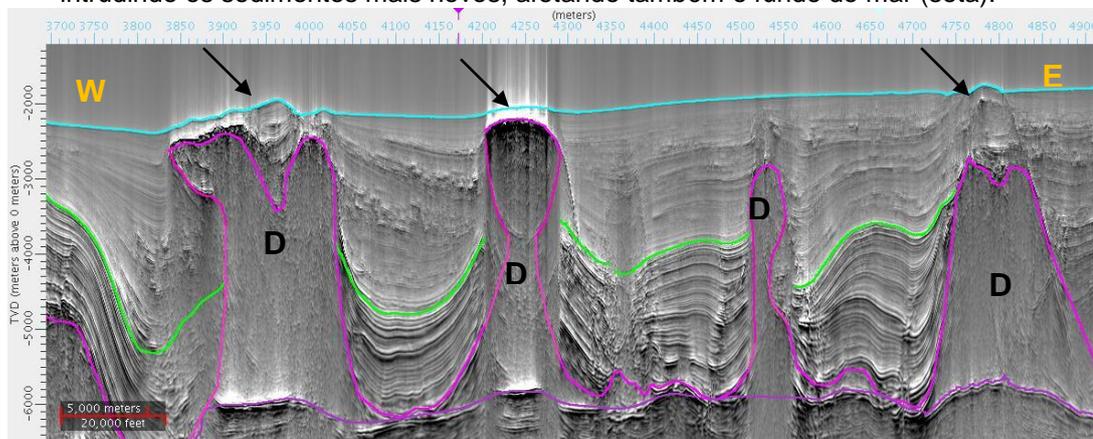


Legenda: Caracteriza-se pela pouca espessura dos corpos de sal, salvo os pequenos diápiros (seta) associados a falhas que limitam os *rafts* do Cretáceo Superior.

Fonte: O autor 2011.

Em direção a oeste, após o talude, há uma diminuição da inclinação dos estratos da bacia e se inicia-se o domínio dos grandes diápiros, alguns destes ainda ativos, afetando até a superfície do fundo do mar (figura 39).

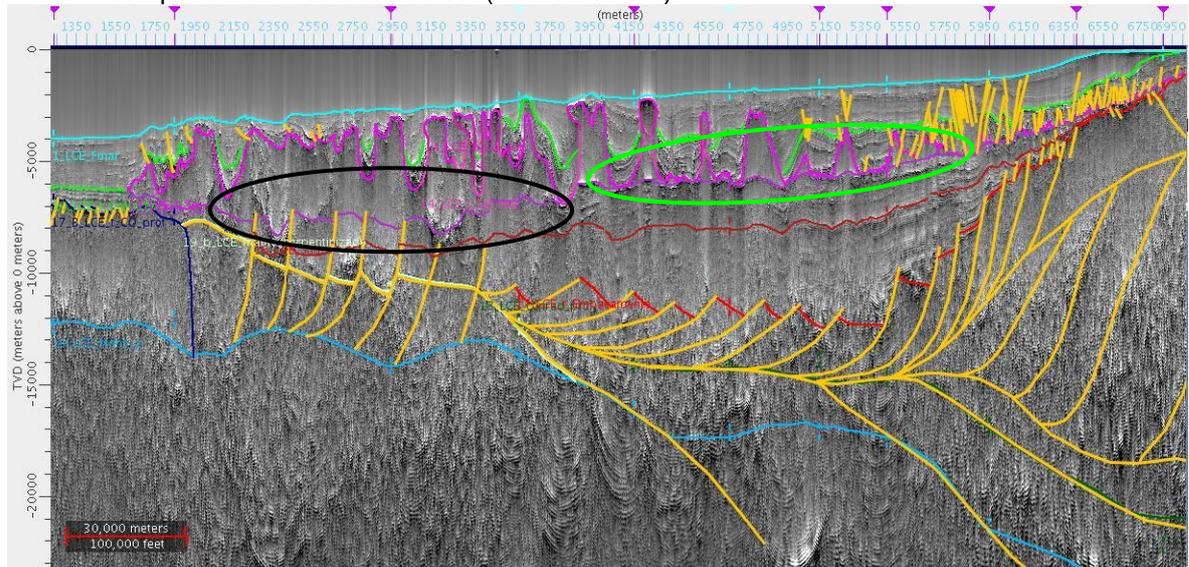
Figura 39 – Região central da seção 2600, em profundidade, mostrando os diápiros de sal (D) intrudindo os sedimentos mais novos, afetando também o fundo do mar (seta).



Fonte: O autor 2011.

Seguindo para oeste, os diápiros tornam-se mais frequentes e alguns passam a apresentar formas de línguas ou cogumelos. Da borda leste até esta zona, a base do sal se mostra contínua e pouco afetada por falhas. Mais para oeste muda o comportamento da base do sal, parecendo estar deslocada por falhas que atingem a base do sal, sob espessas muralhas de sal que caracterizam esta região da bacia (figura 40).

Figura 40 – Região central da seção 2600, em profundidade, mostrando a variação do comportamento da base do sal (horizonte roxo).



Legenda: A porção centro-leste da bacia é marcada pela base do sal pouco afetada ou falhada (círculo verde), enquanto que na região de muralhas de sal, na porção oeste da bacia, a base do sal parece ser cortada por falhas (círculo preto).

Fonte: O autor 2011.

Seguindo para o limite oeste da bacia, observa-se o cavalgamento do sal alóctone por sobre a crosta oceânica. Nas três linhas trabalhadas formam altos em relação à crosta continental (figura 41).

A seção pré-sal apresenta dois domínios principais. Um deles é caracterizado pela existência de hemi-grábens preenchidos por sedimentos, na porção proximal da bacia (figura 42). O outro domínio é caracterizado por uma seção de sedimentos bastante espessa (4 km em alguns locais) em que os falhamentos não são muito evidentes e os refletores são bastante contínuos, quase paralelos entre si (figura 51). A região proximal é bem marcada pela ocorrência de grábens e hemi-grábens com geometria típica de bacia rifte. Estas estruturas possuem no máximo 30 km de extensão (no sentido E-W) e estão na região de plataforma e início de talude. Normalmente estão isoladas e em algumas linhas não há evidência destas estruturas. O preenchimento destas bacias mostra um estágio inicial com refletores subparalelos ao topo do embasamento. No estágio seguinte há a deposição de sedimentos com crescimento de seção, demonstrando que estes falhamentos eram ativos durante a deposição dos sedimentos (figura 42).