

Figura 20 - Bloco diagrama mostrando as principais estruturas halocinéticas, variando em função do incremento de maturidade. A) estruturas alongadas crescendo a partir de fontes em linhas; B) estruturas crescendo a partir de fontes mais pontuais.

Fonte: VENDEVILLE e JACKSON, 1992a.

2.7 Tectônica de sal na margem leste

Os depósitos evaporíticos da margem leste brasileira foram depositados durante o Neoptiano, quando se instalou um ambiente marinho de circulação restrita, representado por um golfo alongado que separava a placa sul-americana da africana (ASMUS, 1984). Este golfo estava associado a um clima semi árido a árido, o que permitiu o ressecamento da bacia e a precipitação do sal.

A movimentação do sal teve início entre o Aptiano Superior e Albiano Inferior, gerando um conjunto de falhas lítricas, que afetam as seções sedimentares mais novas, produzindo uma série de estruturas complexas, todas relacionadas aos diversos estágios da tectônica de sal, como almofadas de sal, casco de tartaruga, diápiros de sal, muralhas de sal, falhas distensivas e compressionais, línguas de sal, etc. A halocinese também controlou a deposição sedimentar em calhas associadas à evacuação do sal (FIGUEIREDO e MOHRIAK, 1984). Os domínios tectônicos são caracterizados por diversos compartimentos da bacia evaporítica, que podem apresentar almofadas de sal, diápiros de sal, região de muralhas de sal com grandes empurrões e dobramentos, (SZATMARI e DEMERCIAN, 1993; COBBOLD et al., 1995; MOHRIAK e NASCIMENTO, 2000; MEISLING et al., 2001).

Os principais tipos de falhas associadas à halocinese, vistas no Atlântico Sul, são as falhas normais de crescimento, com cisalhamento basal sintético e antitético (MOHRIAK, 1995a; MOHRIAK et al., 1995b; MOHRIAK e SZATMARI, 2001). Nas bacias de Campos e Espírito Santo, as falhas normais associadas à tectônica de sal possuem um mergulho sintético, com a rotação dos blocos em direção ao continente (figura 21). Observa-se também a movimentação de blocos da plataforma albiana como jangadas deslizando para bacia profunda (DUVAL et al., 1992).

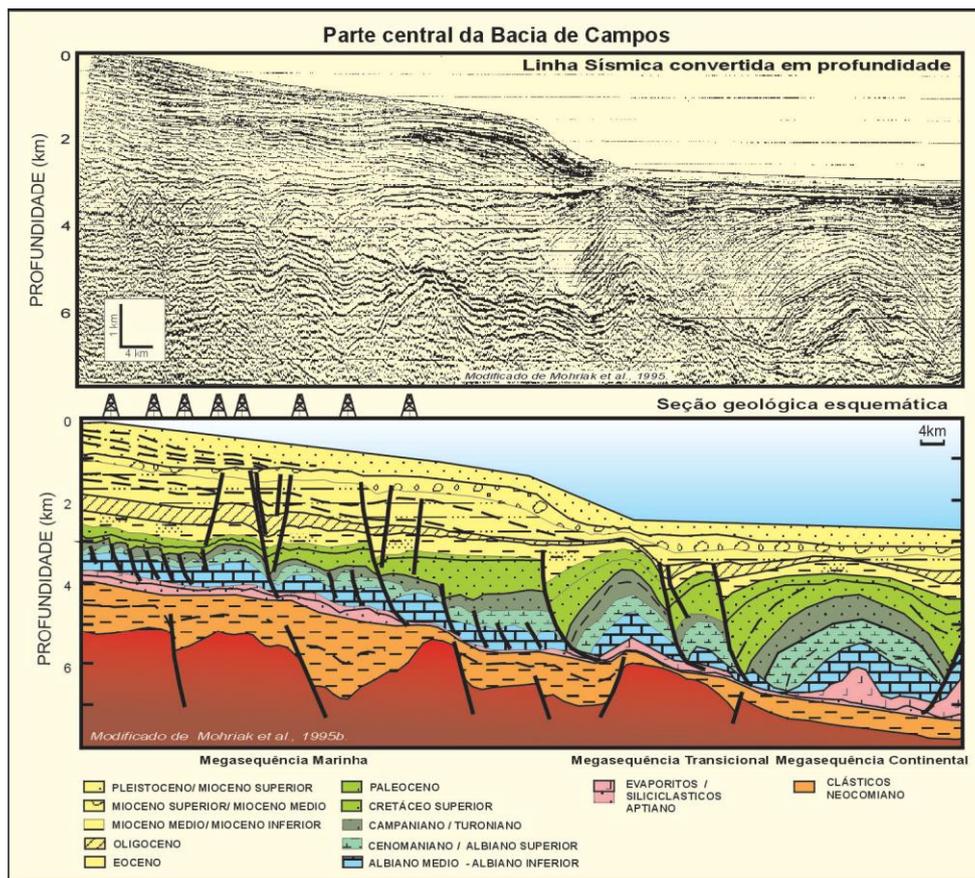


Figura 21 - Seção sísmica da Bacia de Campos, com interpretação geológica das principais seqüências tectonossedimentares, mostrando aspectos halocinéticos em águas profundas.

Fonte: MOHRIAK e SZATMARI, 2001.

Mohriak e Szatmari. (2001) chamam a atenção para um notável estilo de tectônica de sal na bacia de Santos associada à falhamentos antitéticos, representados por um conjunto de refletores em forma de cunha que correspondem a uma espessa seqüência sedimentar progradante de idade Cretácea-Terciária, com depocentros ficando mais jovens para leste. Mohriak et al. (1995) associam a falha antitética de Cabo Frio como resultado de uma progradação siliciclástica do final do Cretáceo, provocado pelo soerguimento da Serra do Mar e da Serra da Mantiqueira.

Na região entre as bacias de Mucuri e Espírito Santo ocorre um peculiar estilo de tectônica de sal, imposto pela sobrecarga das vulcânicas sobre os sedimentos neocretácicos, gerando frentes de empurrão com vergência para o continente, Figura 22 (VAN DER VEN et al.,1998; MOHRIAK, 2003). Nesta região houve três fases de tectônica de sal: uma primeira gerou falhas distensivas como nas bacias de Santos e Campos; uma segunda é vinculada a intrusão e extrusão de rochas e lavas basálticas, que impediu o fluxo de sal em direção à bacia profunda, e provocou a inversão do movimento dos evaporitos e folhelhos; e

uma terceira etapa corresponde à formação de diápiros penetrantes nas camadas sedimentares mais jovens, como o Neoterciário e o Quaternário (MOHRIAK, 2003). Algumas dessas feições compressoriais podem formar corpos isolados de sal como gotas invertidas, e mesmo grandes línguas de sal e nappes que avançam na direção de crosta oceânica (MOHRIAK, 2006).

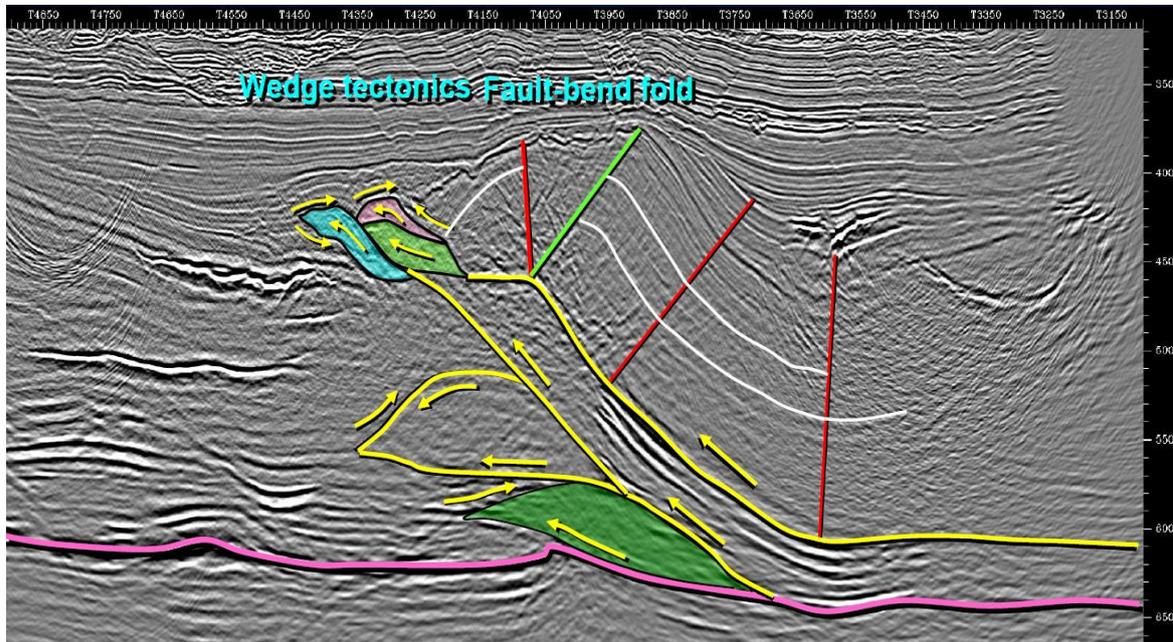


Figura 22 - Seção sísmica da Bacia do Espírito Santo mostrando feições compressoriais.

Fonte: ZALAN, 2009.

3 PROCESSO DE RESTAURAÇÃO DE SEÇÃO GEOLÓGICA

3.2 Conceitos

3.2.1 Estruturas Geológicas

Existe uma série de fatores que são responsáveis pela formação das estruturas geológicas, onde se pode destacar: a- movimentos tectônicos; b- sedimentação; c- compactação; d- erosão. As camadas depositadas ao longo do tempo geológico vão sofrendo contínuos processos deformacionais, dentre os citados acima o que mais influencia são os movimentos tectônicos, classificados como: distensivos, compressivos e transcorrentes. Com a finalidade de melhor representar a evolução geométrica das estruturas será considerado neste trabalho os movimentos tectônicos, sedimentação e compactação.

Os processos tectônicos geram na superfície uma série de estruturas geológicas e as mais comuns são as fraturas, que são representadas por planos de rupturas sem deslocamento relativo entre os blocos. Quando a tensão desviatória é suficientemente alta para que ocorra o movimento tectônico entre os blocos a fratura é considerada uma falha. Estes movimentos sofridos na crosta terrestre ou localmente em bacias sedimentares geram descontinuidades e estão relacionados aos ambientes tectônicos onde a crosta experimenta distensão.

As falhas distensivas são aquelas geradas pela movimentação descendente do bloco baixo ao longo de uma superfície de falha, (WERNICKE et al., 1982 e GIBBS, 1984). Propõem inicialmente uma classificação geométrica de falhas normais, estas podem ser divididas em dois grandes grupos: falhas planares e rotacionais/rotacionais lítricas (Figura 23).

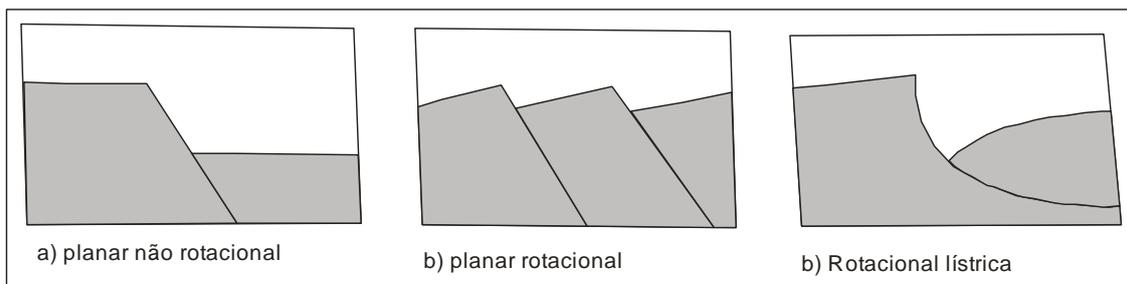


Figura 23 - Classificação geométrica de falhas.

Fonte: WERNICKE et al., 1982.

O modelo de falhamento lístrico como definido genericamente por (WERNICK e BURCHFIEL, 1982), se encaixa em qualquer falha sin-sedimentar que se desenvolveu em ambiente distensivo e que possui forma lístrica em profundidade e feição arqueada em mapa. Estas falhas representam as estruturas mais comuns em seções sedimentares da plataforma e talude. São originadas a partir de falhamentos distensivos, associados a movimentos gravitacionais de seções sedimentares, parcialmente ou não consolidados, onde as rochas possuem propriedades elásticas e baixa resistência à coesão. O plano de falha gera uma superfície de descolamento, que possui orientação horizontal ou sub-horizontal, em profundidade definindo um anticlinal de *rollover* no bloco baixo (*hangingwall*), além de um espessamento em relação ao bloco alto (*footwall*) Figura 24.

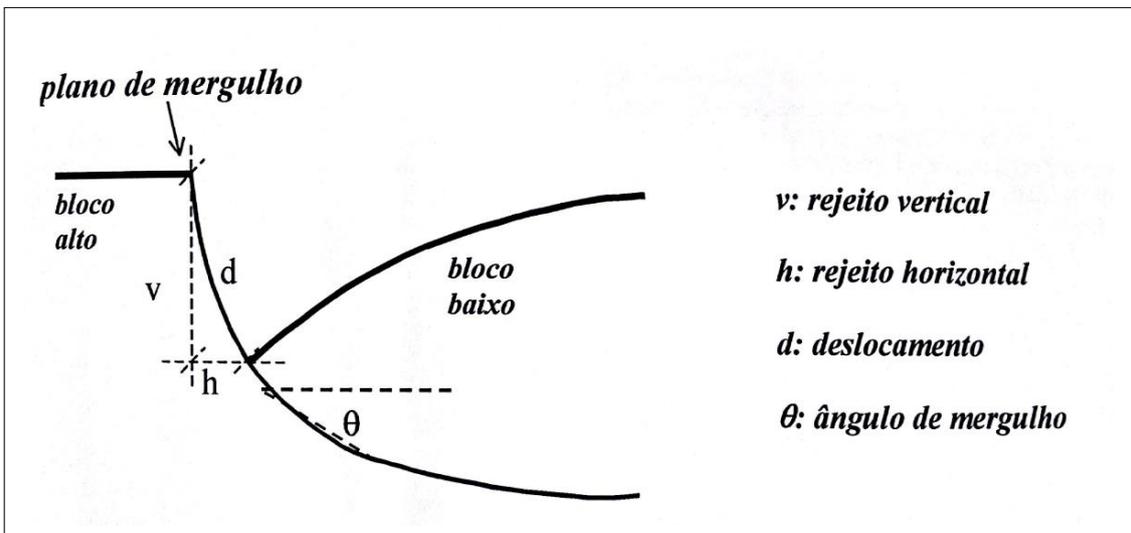


Figura 24 – Geometria de falha Lístrica.

Fonte: Wernick e Burchfiel, 1982.

Os ambientes compressivos são aqueles que envolvem um encurtamento progressivo gerando um soerguimento na crosta. Nesta situação, um bloco é lançado em direção ao bloco convergente, gerando simultaneamente sistemas de dobramento das camadas e falhas de empurrão onde, *hangingwall* é empurrado ao longo de uma falha emergindo e se posicionando acima do *footwall*.

Estes ambientes estão em regiões da crosta onde há encurtamento, como em complexos colisionais, onde o δ_1 é horizontal e paralelo ao encurtamento. (MANDL, 1998) considera que há dois tipos básicos de sistemas compressionais de acordo com a profundidade da crosta em que o processo é mais efetivo. Estes sistemas podem ser rasos, onde há encurtamento das camadas superficiais, sem afetar as rochas do embasamento. As

falhas formadas partem de uma superfície de deslocamento aproximadamente horizontal (Figura 23a) ou sistemas profundos onde o embasamento profundo é afetado pela falha.

Baseado em mecânica de fraturas, a compressão com o δ_1 horizontal provoca um par conjugado de fraturas cuja bissetriz é aproximadamente vertical, com a evolução da deformação apenas uma fratura do par irá evoluir para uma falha, e vai se desenvolver pela ligação com outros segmentos. O continuo esforço compressivo, o par conjugado é deslocado no sentido do footwall de menor pressão litostática, formando um sistema de falhas de empurrão imbricadas, que mergulham em um único sentido, contrario a tensão principal.

3.2.2 Reologia das Rochas

Reologia estuda o comportamento físico das rochas, mediante a aplicação de forças e tensões (*stress*). Este conjunto de tensões e condições de contorno determina como as rochas são deformadas. As estruturas geológicas descritas na natureza dependem de grande parte da resposta mecânica de um material aos esforços externos aplicados a eles, em outras palavras, depende do tipo de deformação que as levou a sofrer à ruptura.

Os estudos reológicos são em grande parte realizados através da aplicação ou medição das tensões que atuam no meio. Isto é importante, pois permite compreender o comportamento do material. Nos estudos de tensões atuante na litosfera, tem as tensões normais ao plano, tensões cisalhantes e forças de fricção ou atrito. Esta ultima é de grande valia, uma vez que seu limite define o ponto de ruptura da rocha.

O modelo normalmente utilizado para descrever o equilíbrio entre as forças de superfície (peso de uma coluna de rocha) e de corpo (forças gravitacionais) atuantes entre o manto e a crosta (isostasia) é baseado no princípio de Arquimedes (equilíbrio hidrostático). As forças das rochas sobrepostas que atuam no corpo rochoso numa determinada profundidade são denominadas de pressão litostática, estas forças de superfície devem ser iguais de modo manter esse equilíbrio.

Por outro lado, quando um determinado meio se encontra submetido a esforços tectônicos, surgem tensões desviatórias que alteram este equilíbrio. Este desequilíbrio determina diferentes respostas do material geológico a depender das propriedades físicas da rocha.

3.2.3 Processos de deformação

As deformações ocorrem quando tensões são aplicadas a um material. Esta deformação relativa é essencialmente proporcional à tensão e é reversível, ou seja, após a remoção da tensão a deformação desaparece. Essa é a definição de deformação elástica. As deformações não reversíveis cujas tensões excedem o limite linear elástico são denominadas deformações plásticas. Estas modificações geométricas sofridas pelas rochas durante o processo de deformação tornam possível a compreensão da sucessão de eventos relacionados com a criação de estruturas, responsáveis pelo trapeamento de hidrocarbonetos.

Quando as rochas estão sujeitas à tensões, suas partículas são deslocadas. Este deslocamento é chamado de deformação e pode ser classificados em categoria distinta: deformação de corpo rígido e deformação de corpo não rígido (PRICE e COSGROVE, 1990). A primeira categoria engloba as translações e rotações de corpo rígido, enquanto a segunda categoria envolve mudanças de forma e volume das rochas (Figura 25).

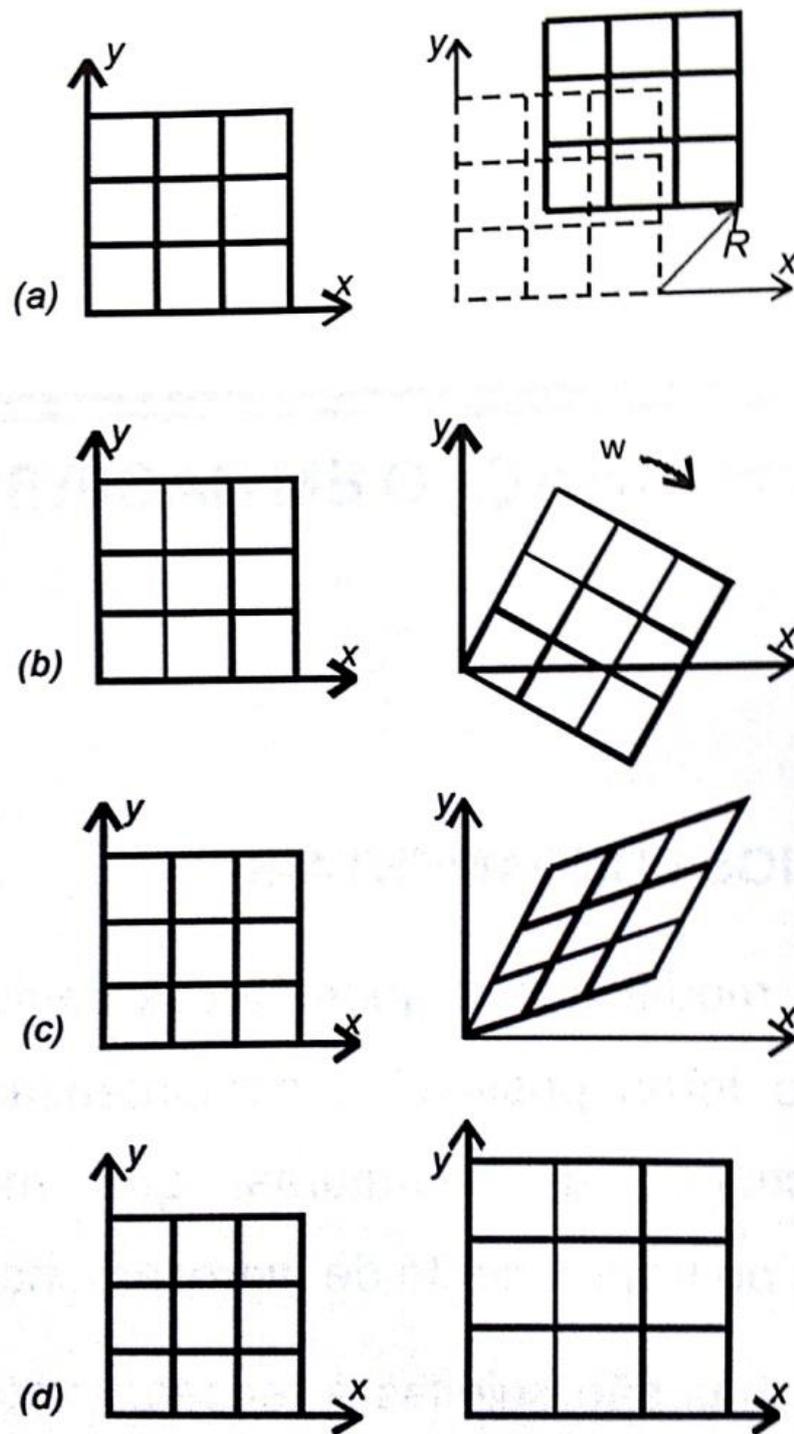


Figura 25 – Quatro tipos de deformação em corpos materiais: a) Translação de corpo rígido; b) Rotação do corpo rígido; c) Distorção (mudança de forma); d) Mudança de Volume.

Fonte: PRICE e COSGROVE, 1990.

3.2.4 Comportamento mecânico das rochas

Movimentos tectônicos geram fraturas, que consistem na mais conhecida forma de deformação crustal. Regiões com presença de falhas geológicas são zonas de alta concentração de tensão de cisalhamento. A parcela de deformação elástica é significativamente pequena se comparada com a parcela de deformação viscosa irreversível.

A distinção entre estruturas rúpteis de dúcteis é de fundamental importância em geologia estrutural. De uma forma bem simplificada pode se dizer que a deformação rúptil envolve basicamente rotação e translação de blocos internamente rígidos, ou seja, quando a rocha é submetida a um estado de deformação desviatório de tensões, a rocha se deforma, a princípio de forma elástica. Após atingir este limite, o material começa a se deformar plasticamente até fraturar. Quando o limite de resistência do corpo é ultrapassado ocasionando a ruptura do material, ocorre o movimento plástico friccional sobre uma superfície de falha.

A deformação dúctil envolve mudança de volume, além de rotação e translação, ou seja, envolve deformação plástica, os mecanismos para esta deformação ocorrem em escalas de íons e até grãos de minerais, se dando através de rearranjo de grãos. A viscosidade (medida para ductilidade ou resistência ao fluxo) ao cisalhamento tende a ser dependente da temperatura do meio. As rochas que apresentam um comportamento visco-elástico apresentam inicialmente um comportamento elástico linear e, após atingir o seu ponto de ruptura, começa a apresentar um fluxo viscoso.

3.3 **Método de restauração de Seções**

A restauração de seções geológicas compreende uma importante ferramenta para descrição e interpretação de estruturas tectônicas, com base nesta técnica é possível quantificar a deformação em uma região a fim de entender da melhor maneira possível a evolução tectônica da bacia. Fato este que é de singular importância em todos os ramos da geologia, em especial na elaboração de uma estratégia exploratória de bens minerais. Esta técnica geométrica envolvendo seções geológicas balanceadas relaciona-se historicamente com a necessidade de testar de forma apropriada às formas estruturais. E com isto reconstruir a geometria original que as camadas possuíam antes da deformação sofrida ao longo do tempo geológico.

A compreensão do modelo de evolução geométrica das estruturas auxilia na caracterização os principais caminhos de migração de hidrocarboneto, modelos de trapas e assim determinar como as estruturas evoluíram através do tempo geológico. Objetivo

principal da técnica de balanceamento de seções é o de testar a confiabilidade geométrica de uma interpretação e com isto, validar a sua configuração final.

A restauração de seções geológicas tem como principal objetivo calcular e remover os efeitos e processos, que influenciaram e controlaram o desenvolvimento da geometria das unidades geológicas interpretadas na bacia, no intervalo de tempo considerado (ROWAN, 1993) e, com isto, restringir a quantidades de possíveis interpretações. Na prática, o objetivo da restauração é ratificar a viabilidade da interpretação, tornando-a uma seção viável. Adicionalmente, para uma seção ser balanceada, uma série de premissas deve ser levada em consideração: a) conservação e balanço de área e do comprimento das camadas; b) a existência de falhas com geometria admissível; c) considerar os efeitos da descompactação e quando possível isostasia.

Levando em consideração os dados obtidos a partir da interpretação de uma seção sísmica interpretada incluindo falhas, horizontes estratigráficos, etc. Para o cálculo dos efeitos da descompactação, se faz necessário realizar um estudo de fácies sedimentares das unidades mapeadas.

Alguns erros podem ser introduzidos aos fatores associados à interpretação tais como: correlações estratigráficas incorretas, conversão tempo profundidade inadequada, algoritmos de descompactação não acurados, entre outros.

Com posse da seção geológica, o primeiro passo é estabelecer uma linha base como referência para a restauração. Esta servirá para separar os efeitos da subsidência regional dos causados pela descompactação e à deformação. Em bacias onde a halocinese ou argilocinese atuam ou atuaram, esta linha de base deverá estar abaixo da camada dúctil. (ROWAN, 1993) recomenda que esta superfície esteja situada no mínimo 5000 m abaixo da base da camada dúctil, onde os sedimentos já estão compactados de tal forma que os incrementos são menores que 2%. Da mesma forma nesta fase, deve-se determinar um *pin line*, definido por uma linha vertical na seção geológica, situada num dos lados da seção, esta é necessária para determinar um ponto de referência para a retrodeformação.

Após os ajustes iniciais, o próximo passo é a retirada da camada superior e descompactação das camadas remanescentes. A variação das dilatações sofridas pelas camadas é em função da litologia e espessura das camadas que recobre estas sequências. Existe disponível na literatura uma série de curvas de compactação, uma das mais utilizadas é a de (ATHY, 1930), cuja relação entre porosidade (ϕ) e profundidade em (z) é dada por tal equação.

$$\phi z = \phi_0 \cdot \exp^{-c \cdot z}$$

Onde, ϕ_0 é a porosidade na superfície e c é a constante de decaimento da porosidade.

A seção será descompactada acima da linha base, uma vez que esta é a superfície referência do modelo.

A crosta terrestre, como parte integrante da litosfera, sofre ajustes isostáticos em resposta as cargas aplicadas sobre si. Na restauração de uma seção geológica, as cargas que atuam na crosta podem ser alteradas por uma série de complexas combinações de sedimentação, erosão, mudança de profundidade da lâmina d'água, falhamentos e diapirismos (Fernandes, 2001). (ROWAN et al., 2003); postulam que quando a movimentação de massas ocorre sobre a camada de sal, os ajustes isostáticos serão sempre de caráter regional, devido a rigidez flexural da litosfera. Em casos de margem passiva, onde ocorre à distribuição da carga em áreas amplas, o modelo Airy pode ser utilizado para o cálculo da compensação isostática.

Outro fator de interesse para a restauração de seção é a subsidência térmica, que pode ser determinada utilizando o modelo de (MCKENZIE, 1978), para se determinar a magnitude dos incrementos de subsidência termal para cada intervalo de tempo determinados pelos horizontes.

Após a realização destes ajustes a seção constará apenas as deformações relacionadas a dobras, falhas e halocinese. Para remoção destes efeitos, é necessário determinar a superfície deposicional que servirá como guia para a retrodeformação durante o processo de restauração. A fim de simplificar o processo, pode-se considerar uma superfície horizontal, porém, utilizando outros dados geológicos (paleobatimetria, feições sismoestratigráficas, fácies deposicionais, etc.) para determinar a paleosuperfície deposicional. Então somente depois destes passos iniciais é possível proceder às transformações geométricas dos blocos de falhas que representam a deformação.

4 BASE DE DADOS

O mapa da Figura 23 mostra a topografia da região emersa adjacente à bacia do Espírito Santo, a batimetria na região submersa, a localização das linhas sísmicas, poços exploratórios disponibilizados pela ANP para interpretação e a área de mapeamento dos principais refletores e sequências estratigráficas deste projeto. A malha sísmica é composta por cinco linhas de extensão regional, cujos comprimentos variam de 100 a 240 km, totalizando aproximadamente 1000 km de linhas 2D adquiridas pelos seguintes levantamentos: 0066_CAMPOS_1A e 0239_CAMPOS_16A. Além destes, foram inclusos na base de dados 3 linhas sísmicas adquiridas pelo levantamento sísmico multicliente conduzido pelo consórcio Western Geco – TGS Nopec nos anos de 1999-2001 (WKD-204-BES, WKD-2665-BES e WKD-2589-BES). Estas linhas sísmicas possuem tempo máximo de amostragem variando de 7 a 7,5 segundos (figura 12). A linha 239-361 é uma linha regional sísmica com grande tempo de aquisição, com os dados sísmicos sendo originalmente adquiridos até 18 segundos (MOHRIAK & LATGÉ, 1991).

Os 3 poços disponibilizados pela ANP para execução do mapeamento sísmico estão localizados na porção offshore da bacia de Campos, a sudeste da cidade de Vitória. Utilizando-se os dados públicos da ANP na área de cobertura sísmica, foram também inseridos os poços adicionais 1-ESS-120-ES, 1-ESS-140-ES e ESSO-002-ES. Nenhum desses poços atingiu o embasamento, e o único que atingiu a camada pré-sal foi o poço pioneiro 1-ESS-120-ES, perfurado pela Petrobras. Os dados de perfis geofísicos dos poços utilizados na execução do mapeamento sísmico foram: perfis Sônicos (DT), Raio Gama (GR) e Densidade (FDC).

Os dados gravimétricos aqui discutidos foram obtidos a partir dos levantamentos de satélite Geosat e devidamente editados, e também os dados de gravimetria obtidos concomitantemente ao levantamento sísmico multicliente, pelo consórcio ‘Western Geco – TGS Nopec’ nos anos de 1999-2001. O mapa gravimétrico teve como principal objetivo obter uma melhor visualização do contraste entre as rochas vulcânicas e sedimentares na bacia e altos estruturais do embasamento definido pelas cores quentes no mapa (Figura 26).

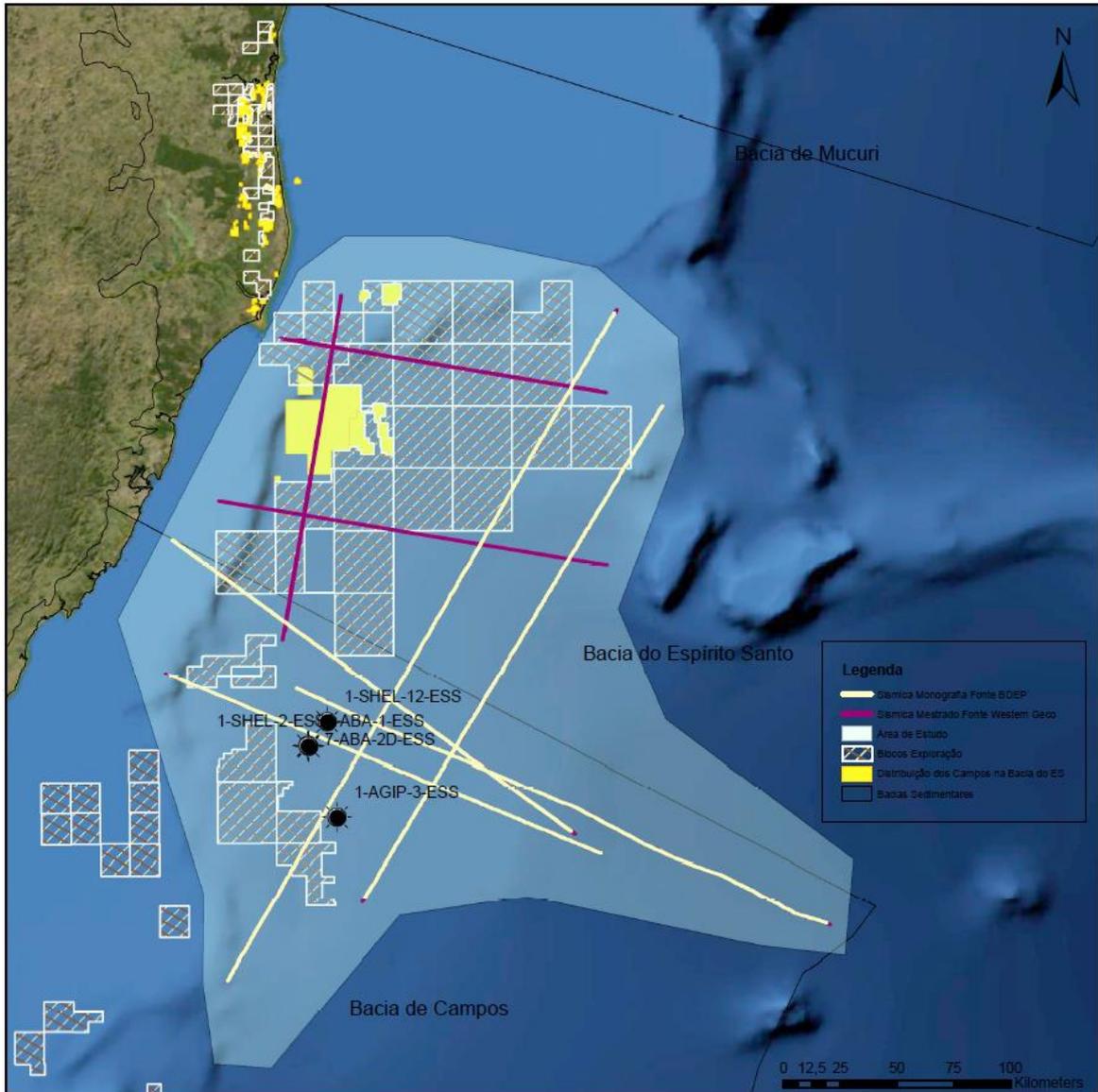
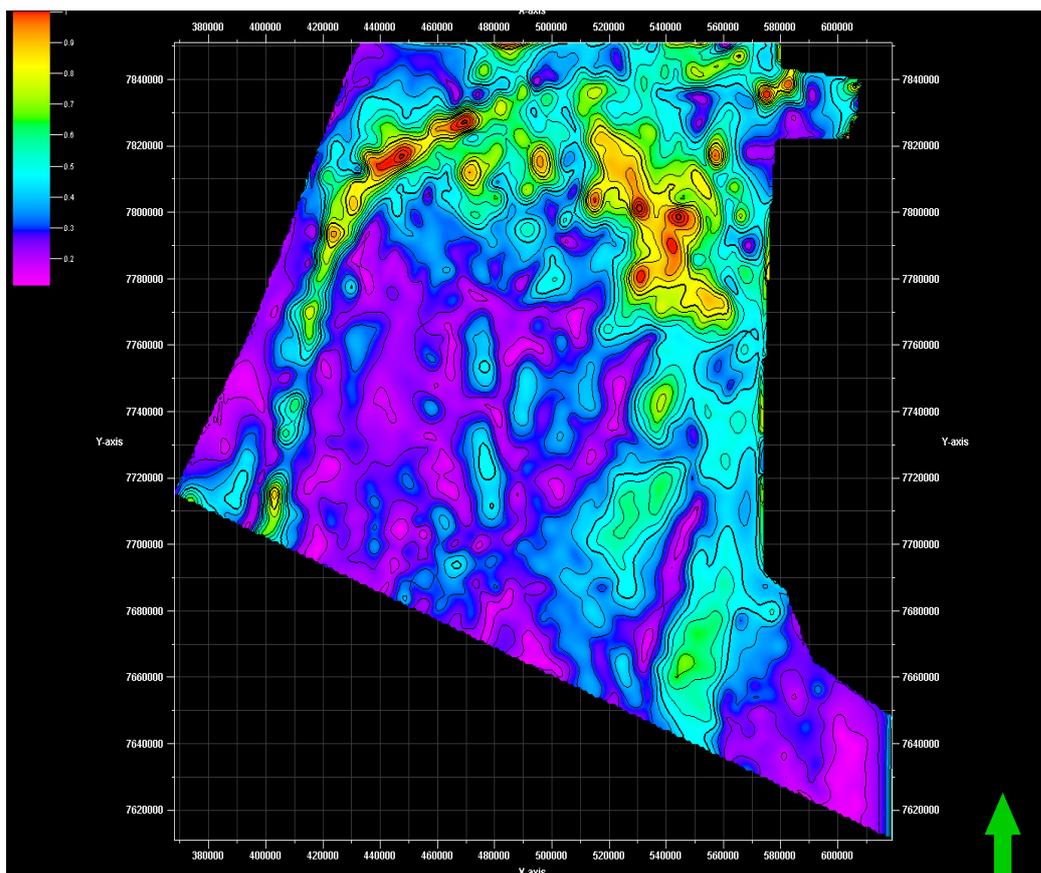


Figura 26 - Mostra a área de pesquisa e base de dados utilizados no desenvolvimento do trabalho.



A figura 27 - Mapa de anomalia *Bouguer*, com base neste foram mapeados os *Trends* e altos estruturais do Embasamento.

5 INTERPRETAÇÃO SÍSMICA

A sismo-estratigrafia é um método que permite a interpretação dos dados sísmicos e uma melhor compreensão da evolução tectono-estratigráfica da bacia.

Esta técnica de mapeamento foi baseada nos conceitos de sismo-estratigrafia publicados no Memoir # 26 da AAPG por (VAIL e MITCHUM, 1977), que subdividiram a interpretação sismoestratigráfica em três etapas: análise de sequência sísmica, análise de fácies sísmica, e análise de variação do nível do mar. Esta metodologia permite a compreensão das relações entre a organização deposicional do preenchimento da bacia e a configuração dos refletores.

O trabalho de interpretação sísmica consistiu no mapeamento de sete refletores correspondentes ao topo e base de eventos geológicos marcantes na história evolutiva da bacia do Espírito Santo, a saber: base da seção evaporítica aptiana (estimada em 115 Ma, utilizando-se a escala de tempo geológico de GRADSTEIN et al., 2005); topo da seção

evaporítica aptiana (112 Ma), topo do Albiano (99 Ma), topo do Cretáceo (65 Ma), Eoceno Médio Eoterciário (45 Ma), Oligoceno Superior (25 Ma) e superfície de inundação máxima do Mioceno Superior (15 Ma), estes horizontes foram interpretados e reinterpretados a fim de chegar a uma interpretação passiva de ser restaurada (Figura 28).

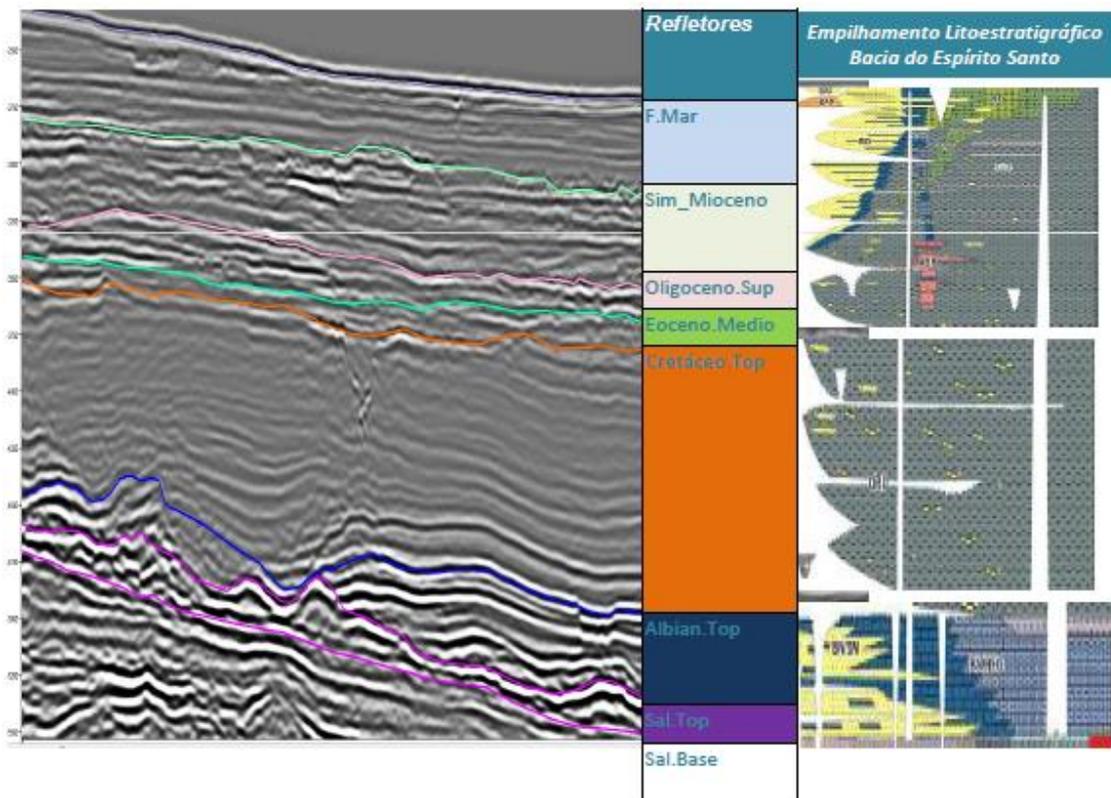


Figura 28 - Horizontes mapeados na porção centro-sul da bacia do Espírito Santo.

5.1 Compartimentação e caracterização da área estudada

Com base nos dados, foi possível mapear seis unidades sismoestratigráficas, sendo elas designadas como aptiana evaporítica, albiana, cretácica superior, mesoeocênica, e oligocênica superior e miocênica, conforme listadas acima. Através do mapeamento dos refletores destas unidades verificou-se que as sequências sedimentares foram fortemente afetadas pela tectônica de sal, que configurou a distribuição de fácies litológicas em toda a área de mapeamento sísmico (figura 28).

Dentro da área de mapeamento é possível individualizar a unidade evaporítica em dois domínios:

Um de caráter distensivo, aqui denominado Zona de Escape de Sal, onde as estruturas ocorrem de forma não-diapírica, tais como pequenos anticlinais e almofadas de

sal, formados pela sobrecarga de sedimentos mais jovens, além de cicatrizes de falha (Figura 29).

O segundo Domínio, aqui denominado Domínio Compressional, é caracterizado por diápiros autóctones e muralhas de sal associados à mini-bacias, localizado na porção distal da bacia (Figura 29). Nesta região localmente ocorrem feições compressionais com vergência para o continente (Figura 22), possivelmente associadas a uma redistribuição da sobrecarga sedimentar, provocada pela implantação do CVA (MOHRIAK, 2003).

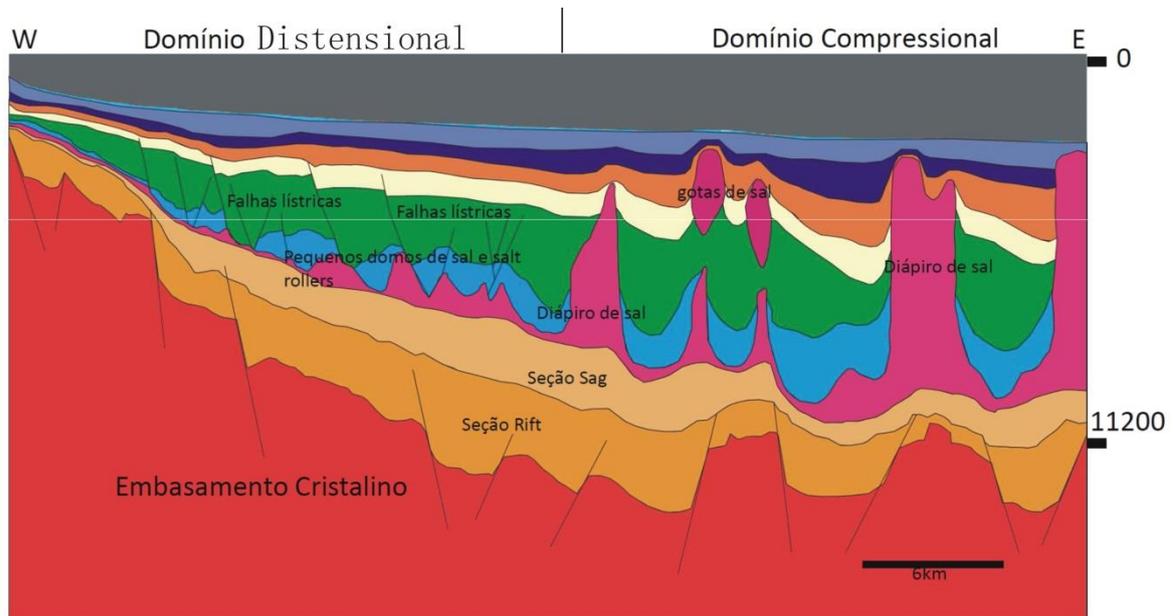


Figura 29 - *Cartoon* de uma seção geológica esquemática em profundidade mostrando os principais estilos estruturais e geometria de corpos de sal.

A unidade albiana é composta por rochas carbonáticas da Formação Regência, podendo ocorrer intercaladas com rochas siliciclásticas pertencentes à Formação São Mateus, depositadas em ambiente plataformal de água rasa. Possui o contato basal concordante com as rochas evaporíticas do Aptiano e localmente são discordantes no topo com as rochas da sequência superior, sendo frequentemente erodidas.

O topo da unidade albiana, com idade aproximada de 99 Ma, é definido por um forte e contínuo refletor sísmico positivo, sendo a alta amplitude gerada pela expressiva diferença de densidade e de velocidade entre as rochas deste pacote predominantemente carbonático e os folhelhos da sequência superior, que apresentam velocidades menores. Esta unidade possui um padrão de configuração interna de fácies sísmica subparalela e localmente mostra-se perturbada nas regiões onde ocorrem entre os diápiros e muralhas compressionais (Figura 29).

O mapeamento sísmico da unidade albiana, indica que esta unidade está fortemente deformada pela tectônica de sal e pelo magmatismo de Abrolhos. Durante o Albiano, a massa de sal evacuou para regiões mais distais da bacia, gerando estruturas como rollovers (figura 30) e cascos de tartaruga. Isto indica que a evacuação do sal teve um forte papel na distribuição sedimentar, e na formação dos estilos estruturais mapeados no domínio distensional. A sequência evaporítica que evacuou para as porções mais distais da bacia pode ter servido de barreira para a distribuição sedimentar no domínio compressional. Outro fator que contribuiu para esta configuração de tectônica drift na plataforma carbonática foi à sobrecarga sedimentar diferencial na camada evaporítica, que contribuiu para que o sal escapasse para zonas de águas profundas através de falhamentos (figura 29).

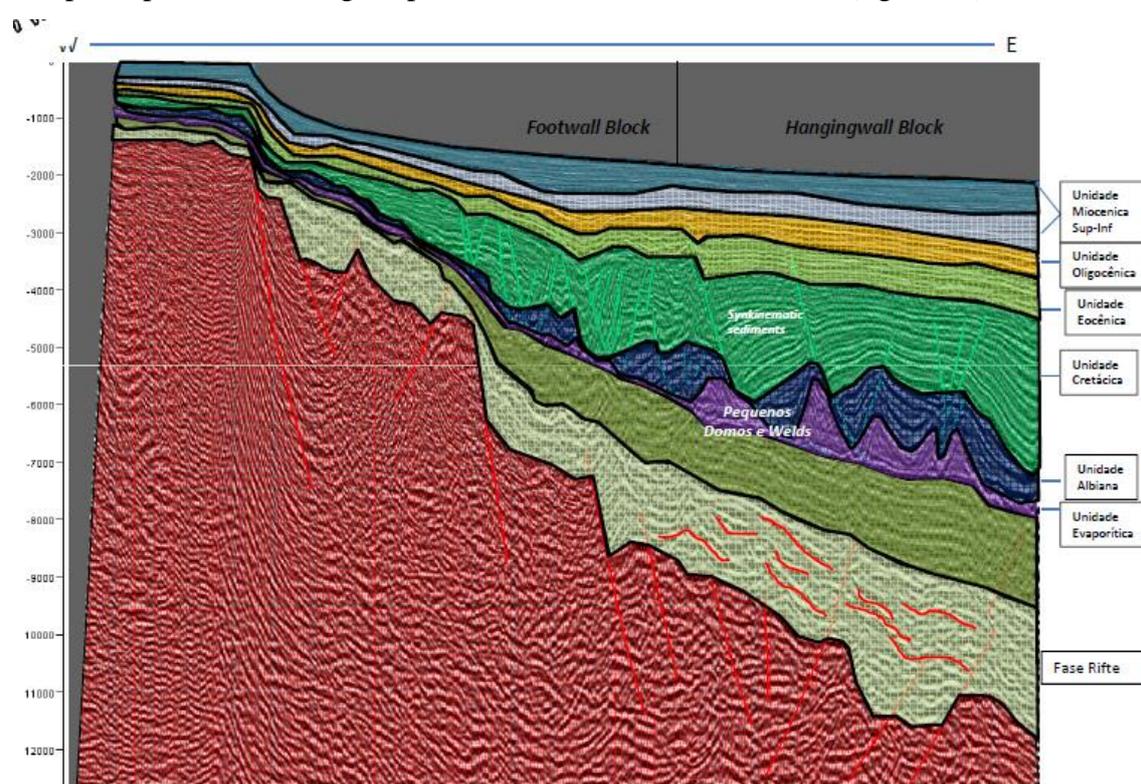


Figura 30 - Seção sísmica em profundidade interpretada no domínio distensional com rollovers gerados a partir da evacuação do sal.

A unidade cretácica é predominantemente composta por folhelhos da Formação Urucutuca na porção sul da área, por vezes intercalados com areias e calcilutitos desta mesma formação na porção norte. A espessura dessa unidade é relativamente constante na área de estudo, sugerindo que nesta idade a área estava sob uma quiescência tectônica, com exceção da área de ocorrência de mini-bacias (Figura 31), onde ocorrem algumas variações de espessuras (Figura 32). As maiores espessuras do pacote sedimentar estão dispersas na

área, o que indica uma maior distribuição da sedimentação durante este período, provavelmente em função da implantação do sistema deltaico do Rio Doce.

Esta seção também ocorre fortemente deformada pela tectônica de sal, onde a evacuação da sequência evaporítica para as porções distais da bacia gerou notáveis falhas de crescimento no Domínio Distensional da área (Figura 33b). E com a implantação do CVA estas estruturas foram reativadas durante o episódio magmático, gerando grandes anticlinais que ocorrem ancorados em planos de falhas de empurrão. Estas estruturas são controladas por altos estruturais formados por domos de sal, que ocorrem entre os baixo estruturais mapeados no mapa de anomalia *Bouger* (Figura 33a), que atuam como anteparo estrutural para a tectônica compressiva causada pela implantação do CVA (Figura 33b).

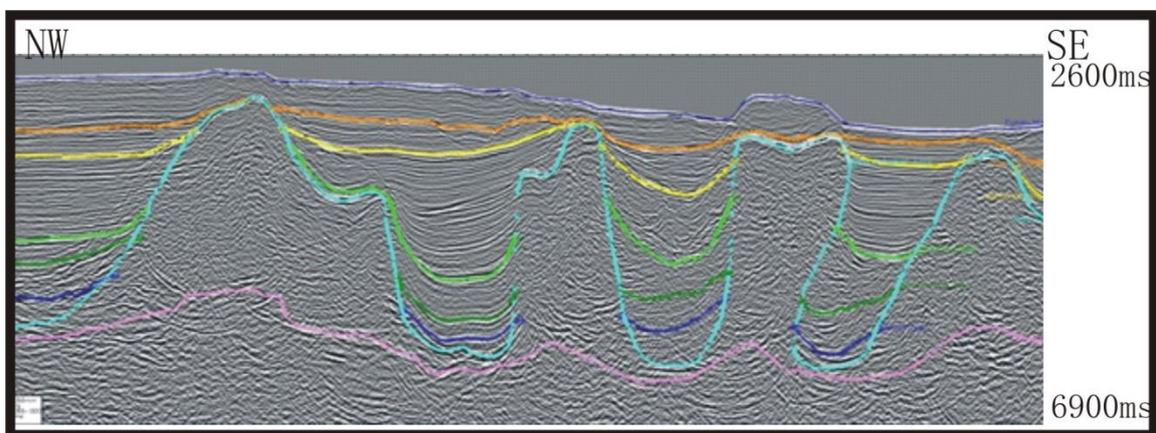


Figura 31 - Trecho da seção em tempo 0066-0006, localizada na província de mini bacias da bacia do Espírito Santo. Observa-se notável espessamento sedimentar na unidade eoterciária e na unidade cretácica superior.

Fonte: FERREIRA NETO, 2008.

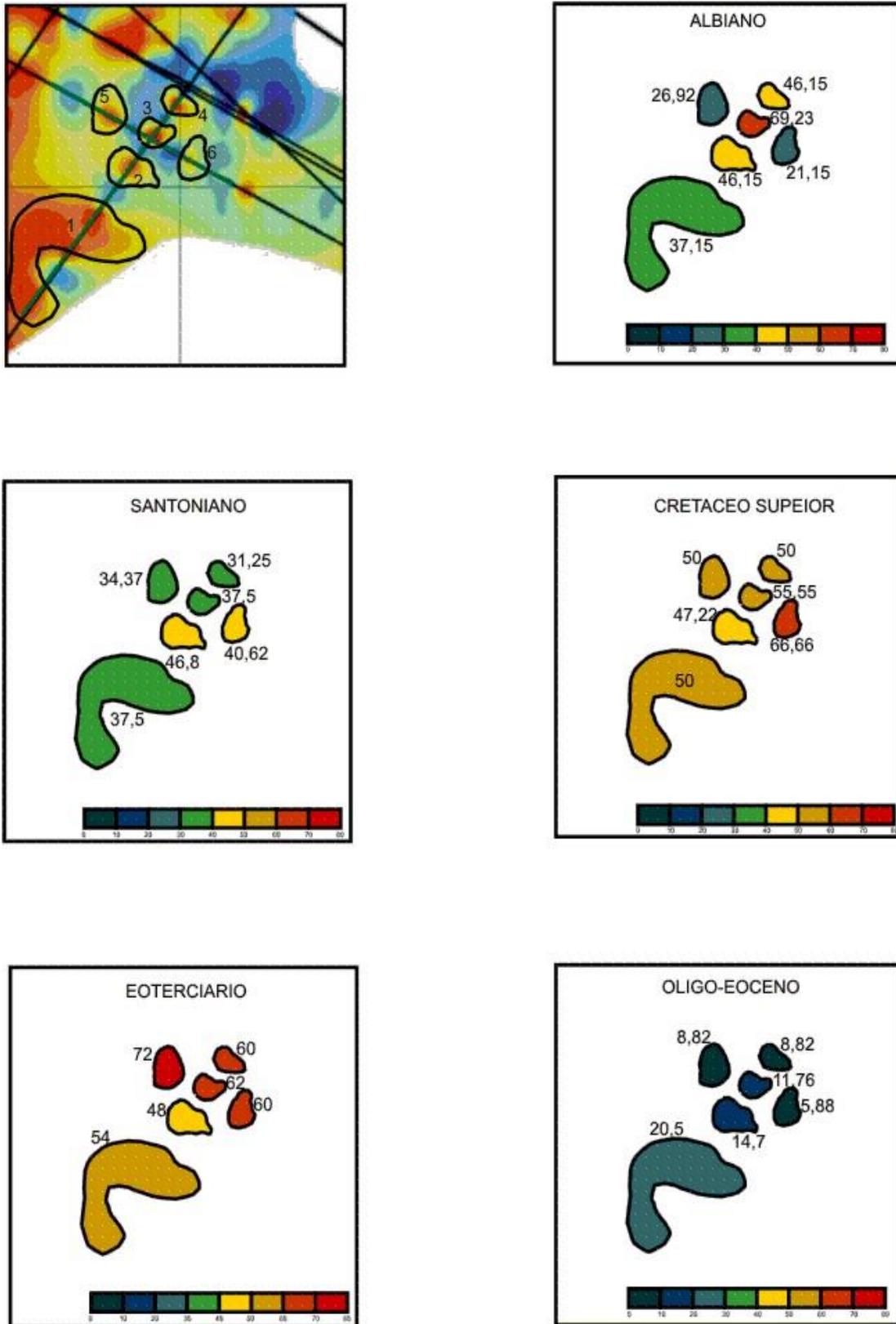


Figura 32 - Mostrando a taxa de sedimentação em mini-bacias na província diapírica da bacia do Espírito Santo.

Fonte: FERREIRA NETO, 2008.

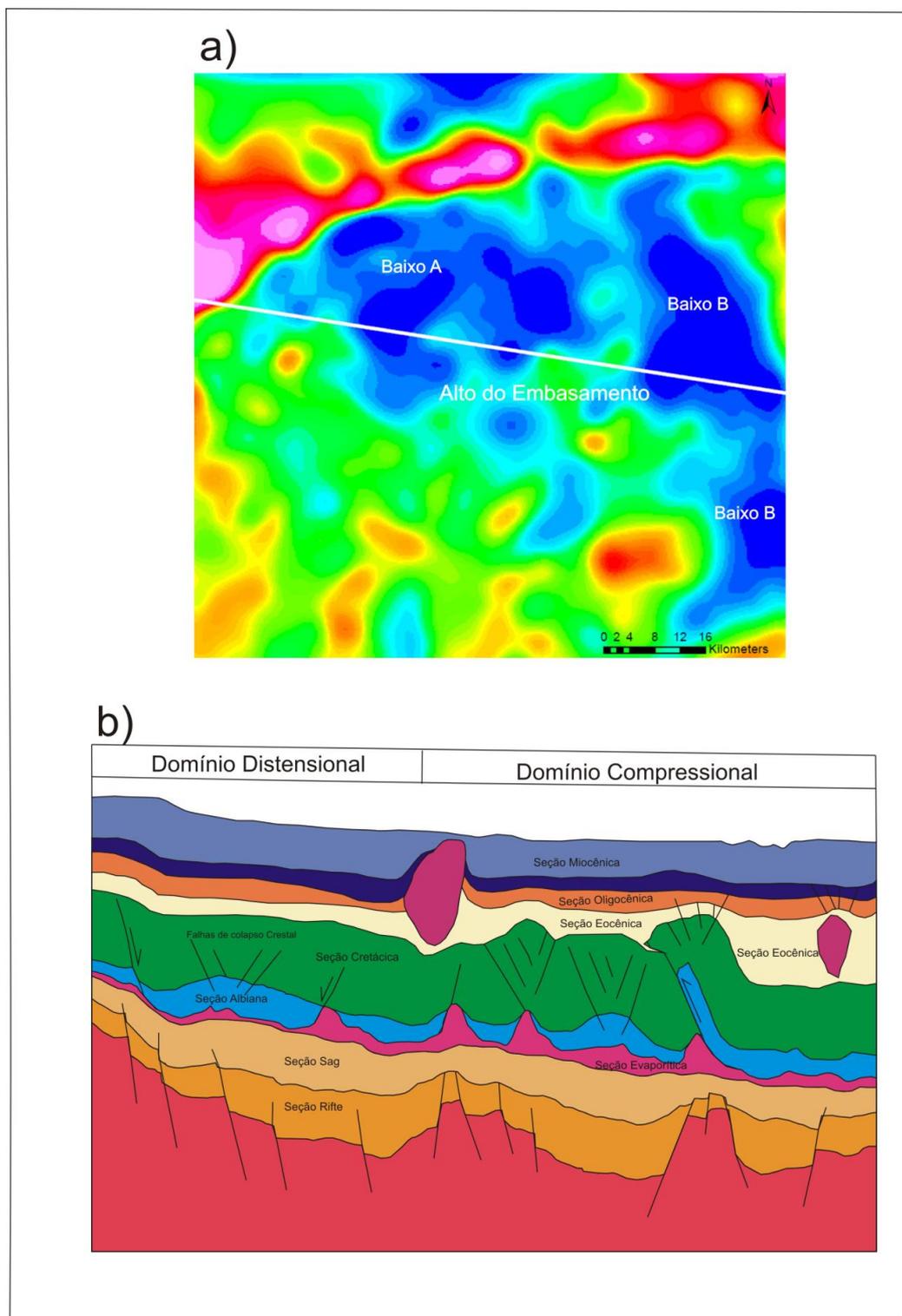


Figura 33 - Mostra a relação entre os altos estruturais do embasamento visto no mapa de anomalia *bouger* na figura (a); com as estruturas compressoriais como demonstrado na figura (b).