

5 A BACIA DE ALMADA.

5.1 A Moho refletiva e gravimétrica da Bacia de Almada

Estimativas da profundidade da Moho, no Craton de São Francisco, foram obtidas mediante a interpretação de dados gravimétricos regionais Bouguer e fórmulas da sismologia, indicando valores crescentes de leste para oeste (MOTTA et al., 1981). As máximas espessuras calculadas por estes autores são da ordem de 40 a 43 km, e vão diminuindo para leste, até os menores valores achados na ordem dos 32 km, e as mudanças mais importantes são registradas no lineamento Espinhaço, que coincide com a faixa de reativação Brasiliana (Figura 99; MOTTA et al., 1981).

Na Bacia de Almada, o 3D de excelente qualidade, adquirido pela PGS, permite interpretar e reconhecer uma Moho refletiva. Na Figura 100, observa-se um mapa estrutural em tempo duplo (TWT) deste refletor, e a localização das seções sísmicas escolhidas para mostrar a estruturação da área, e as características sísmicas da interface da crosta inferior–manto superior. Nas seções sísmicas aplicou-se um processamento *poststack* de atributos de tipo “Tecva” (BULHÕES et al., 2005) que permite melhorar a visualização das diferentes texturas sísmicas e dos falhamentos da bacia.

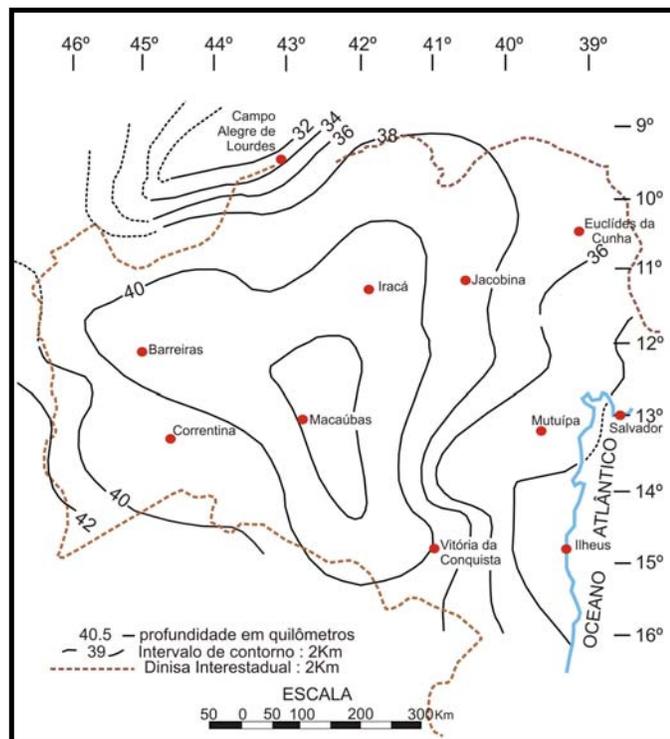


Figura 99- Mapa estrutural em profundidade a Moho (Km), Craton de São Francisco.
Fonte: MOTTA et al., 1981.

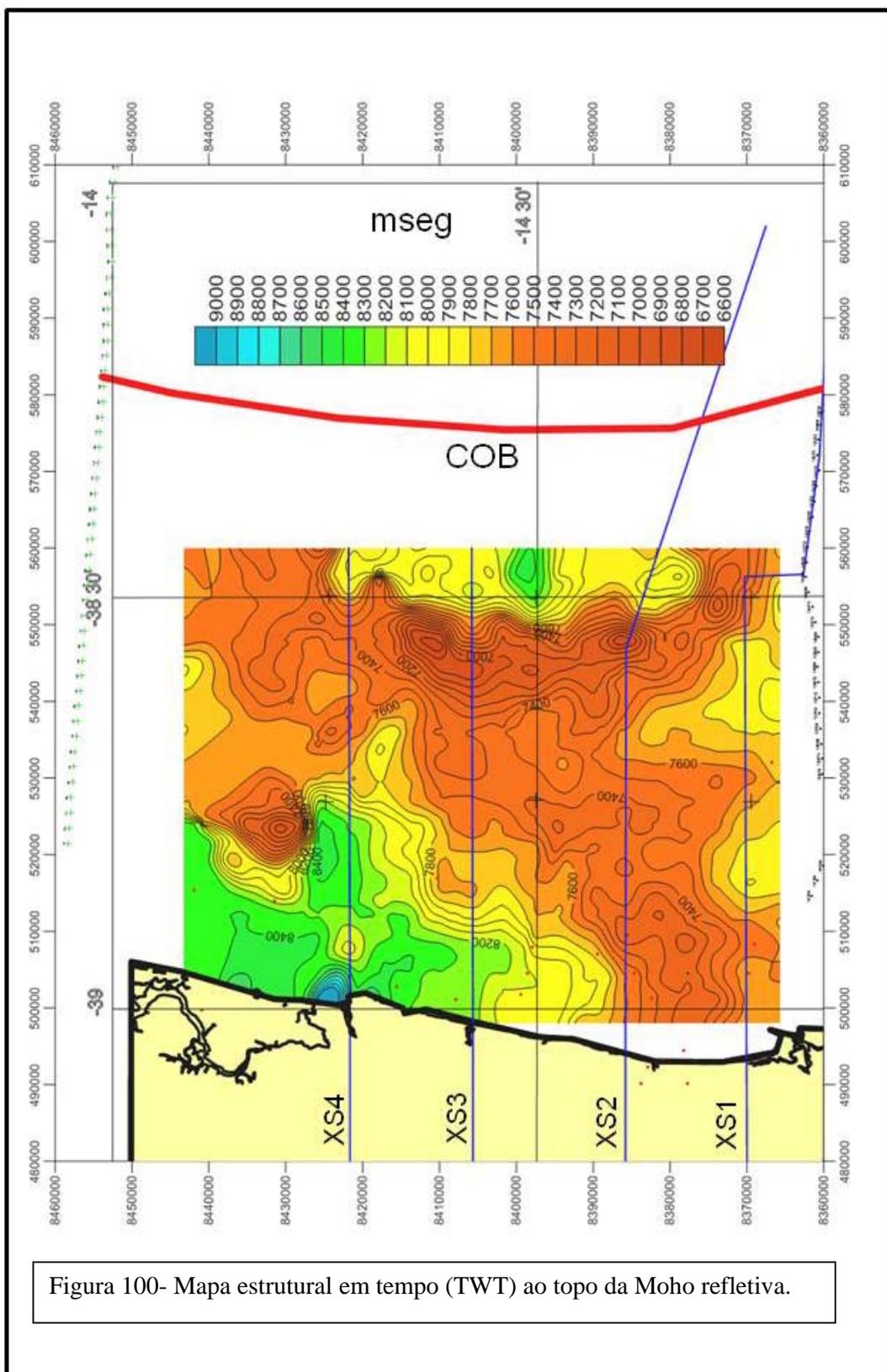


Figura 100- Mapa estrutural em tempo (TWT) ao topo da Moho refletiva.

Na seção sísmica (XS-1), no sul da Bacia de Almada (Figuras 101), pode-se observar a textura sísmica “esbranquiçada” do manto superior e superfície da Moho que á separa da crosta inferior. A Moho, como é esperada, encontra-se mergulhando na direção do continente. A crosta inferior é caracterizada por um padrão de texturas de fortes reflexões, e a crosta superior, por cima do nível de “detachment” (D), por sua vez, se apresenta com aspetos bastantes massivos.

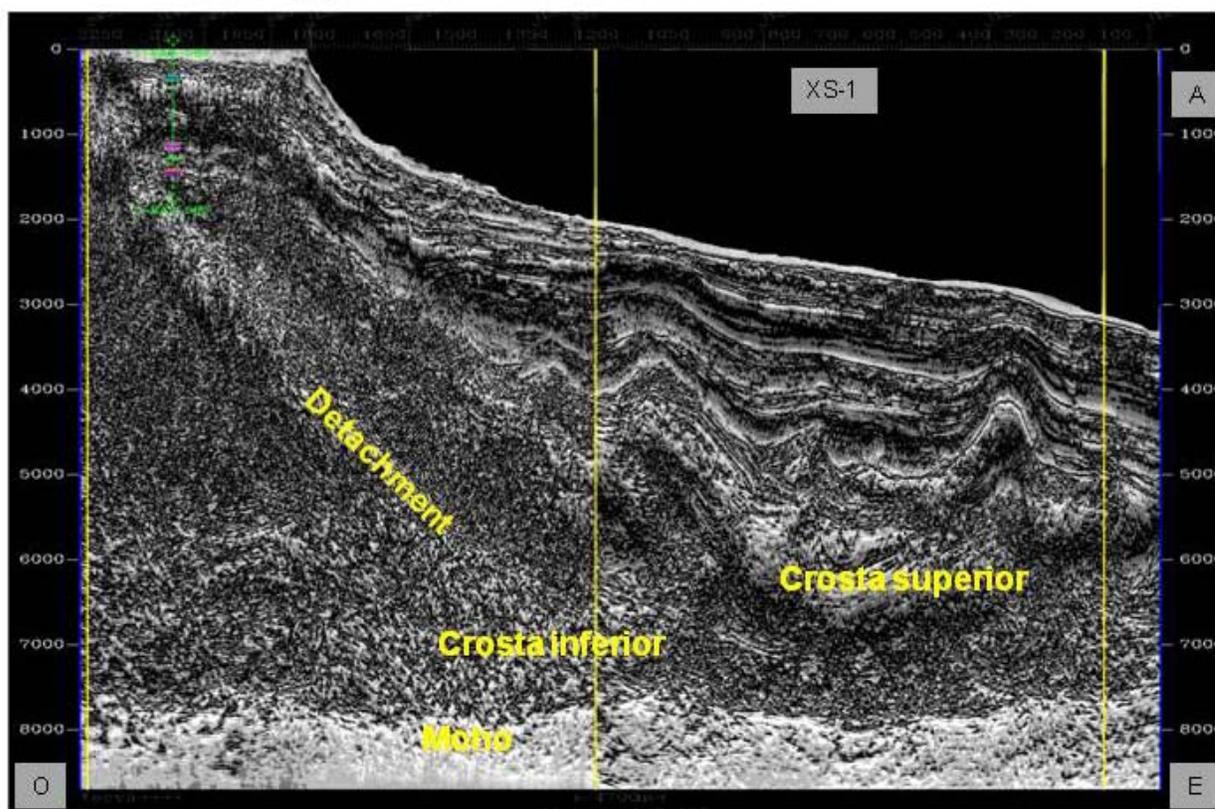


Figura 101- Exemplo sísmico de linhas dip da Bacia de Almada , seção XS-1 (processado em atributo RMS).

Continuando na direção norte, a seção “XS-2-Parte Oeste” (Figura 102) a reflexão da Moho encontra-se deslocada no extremo leste da linha (Neste setor observa-se o desenvolvimento do último dos eventos do rifteamento (Dn) encontrado na bacia, que é chamado de “5º calha

deposicional” e que foi tratado nos itens anteriores. Também podem ser reconhecidos outros sistemas de falhas, como por exemplo:

- Grandes falhas listricas (D), com fortes mergulhos na crosta rasa, e que alcançam posições subhorizontais em crosta profunda, gerando níveis de *detachment* entre estas.
- Falhas de empurrão (FB) que afeta os depósitos evaporíticos e marca o limite leste da bacia do sal.

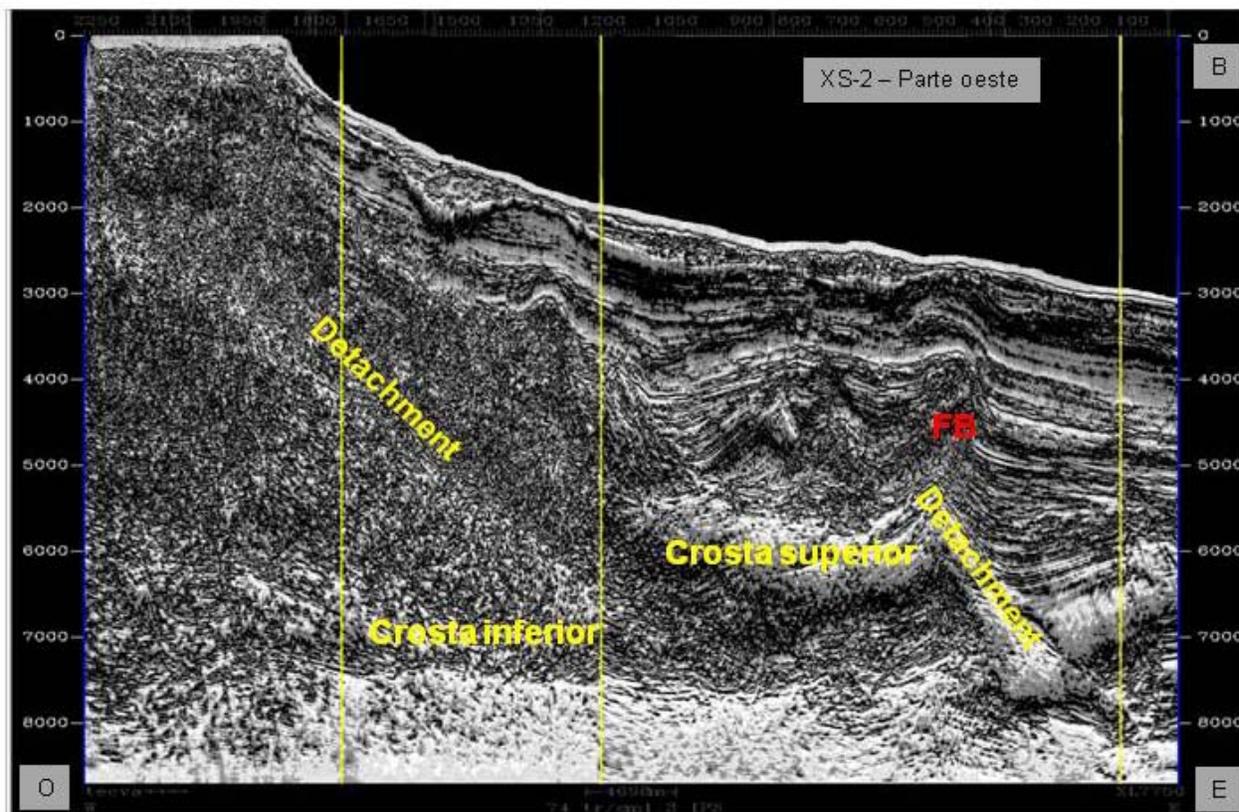


Figura 102- Exemplo sísmico de linhas dip da Bacia de Almada, seção XS-2 Parte oeste (RMS).

Em todas as seções estudadas, as crostas inferiores e superiores apresentam as mesmas texturas sísmicas descritas na seção sísmica “XS-1”. A seção “XS2-Completa” (Figura 103) é uma linha composta (PGS e ANP) que permite amostrar o estilo do afinamento da crosta da Bacia de Almada. Esta seção sísmica começa em crosta continental pouco afinada e chega até posições de crosta completamente oceânica. Neste exemplo, pode observar-se o completo desenvolvimento da ultima calha deposicional e a passagem para uma crosta oceânica . A maior resolução da linha da PGS (Figura 102) permitiria reconhecer a presença de uma textura sísmica equivalente á identificada como crosta inferior embaixo da ultima calha (“5° Calha”) do rifte de Almada. No APENDICE-B, observa-se outras formas de apresentação, das seções sísmicas XS-1 a XS-4, em amplitude e em atributo de *reflection strength*. Continuando

na direção norte, as seções “XS-3” e “XS-4” são outros exemplos sísmicos onde é possível visualizar as texturas relacionadas ao manto superior, crosta inferior, crosta superior e os principais domínios tectônicos do rifte de Almada (Figuras 104 e 105).

Embora a identificação e mapeamento da Moho, nas linhas sísmicas da PGS sejam relativamente simples, a sua conversão em profundidade é um procedimento complexo, o que gera uma incerteza no seu posicionamento final em profundidade. A metodologia escolhida para a conversão de tempo em profundidade é do tipo conversão vertical mediante geração de volumes de velocidades. No APENDICE-B esta detalhado o processo utilizado para a conversão tempo – profundidade da Moho. O modelo final em profundidade foi usado na modelagem gravimétrica direta (APENDICE-A). Os resultados desta modelagem gravimétrica são mostrados na Figura 106 que apresenta um excelente ajuste entre os valores gravimétricos observados (cruzes) e modelados (linha contínua). A modelagem direta da anomalia Bouguer permite também conhecer a contribuição isolada de cada uma das camadas que o compõem.

O valor total da anomalia de Bouguer é a resultante da soma algébrica de cada uma das contribuições das diferentes camadas, como por exemplo, manto, crosta, sedimentos e água.

Na Figura 107 A, pode-se observar o mapa gravimétrico da contribuição isolada da camada do manto, segundo os resultados obtidos da modelagem gravimétrica. Este mapa resulta bastante semelhante ao mapa de gravidade Bouguer obtido do satélite “Grace” (Figura 107 B).

O sistema de satélites gêmeos e coordenados, “Grace” (APENDICE-A), estão providos de sensores (acelerômetros) que permitem uma medição direta do campo gravitacional terrestre. A distância a órbita do sistema “Grace”, atua como um filtro de continuação para cima, já que o satélite encontra-se orbitando numa altura de 500 km. A projeção das anomalias observadas num nível superior permite filtrar as longitudes de onda mais curtas. Geralmente estão associadas a fontes locais e pouco profundas (anomalia local), e o filtrado via continuação do dado para cima, favorece os efeitos das anomalias geradas por fontes profundas (anomalia regional). No gráfico da Figura 107 C foram grafados os valores observados da anomalia Bouguer do satélite “Grace” versus os valores da contribuição do manto, obtidos da modelagem gravimétrica ao longo das seções XS-1 a XS-4. Este gráfico mostra uma boa correlação entre estes valores, apresentando um ajuste com um polinômio de ordem cúbica com um coeficiente de correlação $r^2 = 0.972$.

Finalmente, a análise conjunta sísmica e gravimétrica, permitiu elaborar um mapa de profundidade da Moho (Figura 108) e um mapa de espessura crustal (Figura 109) na Faixa

Itabuna Costeiro Atlântico e na Bacia de Almada. A partir destas duas superfícies, também foi possível calcular os valores de estiramento crustal " β ", que foram usados na análise do modelo de formação de bacias.

No mapa da Figura 108, pode observar-se como a Moho apresenta um comportamento de tipo "rampa", na crosta continental do Craton de São Francisco. Já na Bacia de Almada, a Moho reflete o estado estrutural da crosta transicional, indicando a presença das calhas deposicionais. Para finalmente passar a um comportamento quase sub horizontal, na crosta oceânica típica.

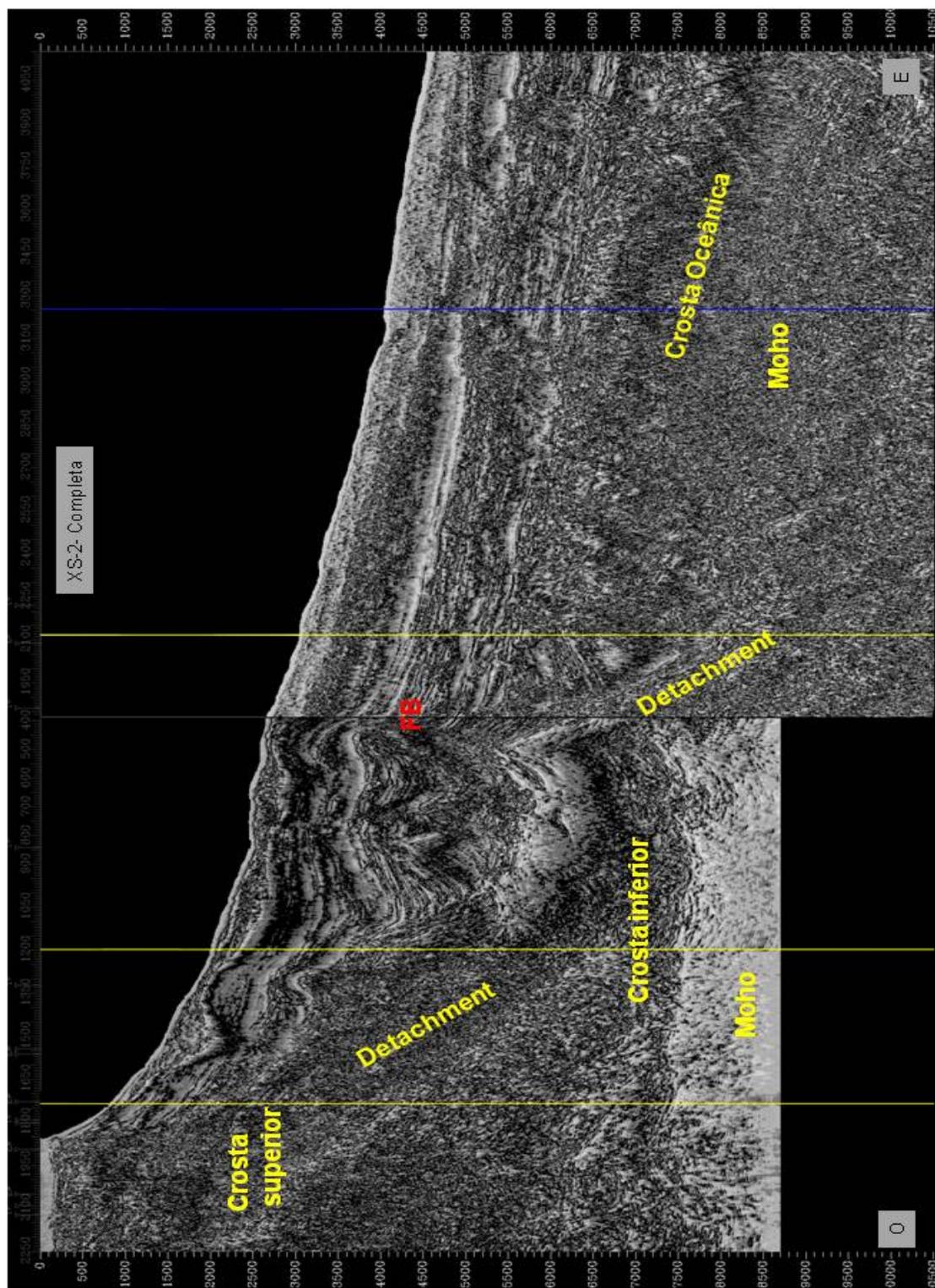


Figura 103- Exemplo sísmico de linha dip da bacia de Almada, (seção XS-2) processada em atributo de RMS.

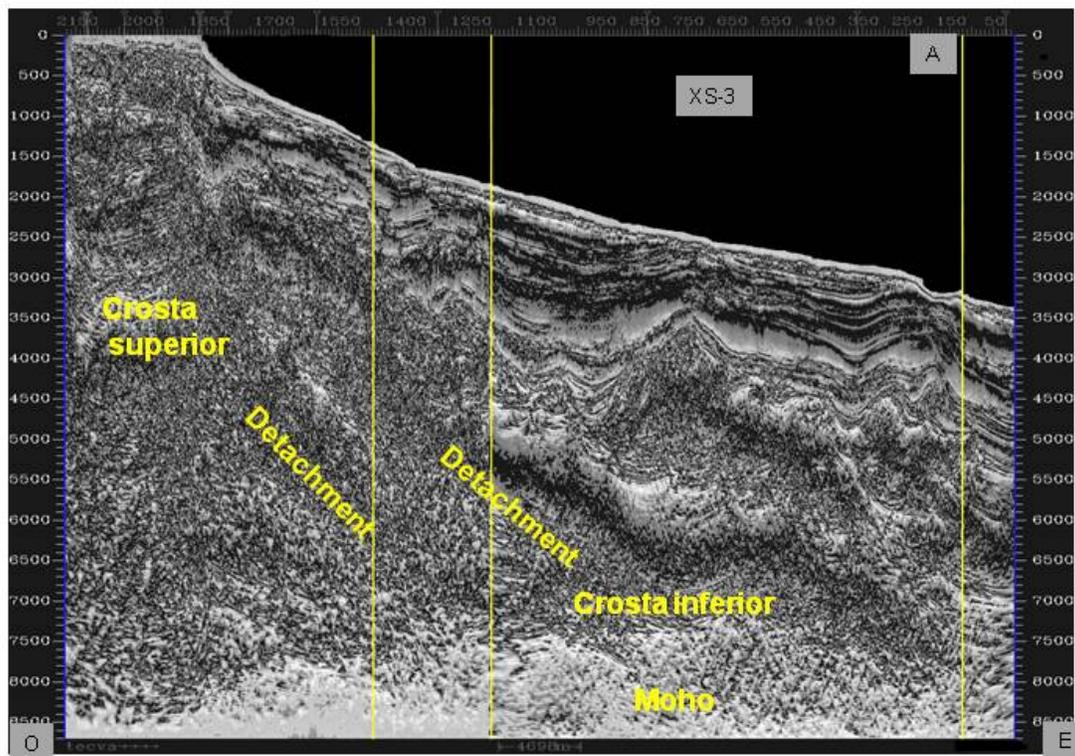


Figura 104- Exemplo sísmico de linhas dip da Bacia de Almada , seção XS- 3 (processado em atributo RMS).

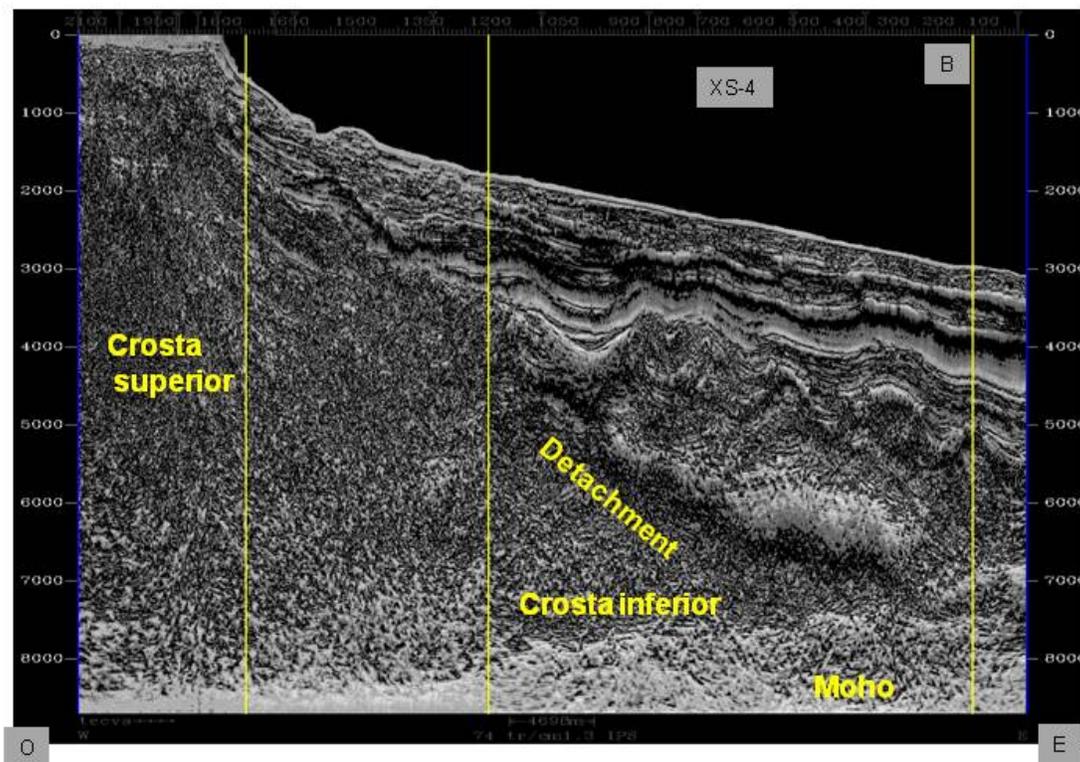


Figura 105- Exemplo sísmico de linhas dip da Bacia de Almada, seção XS-4 (RMS)

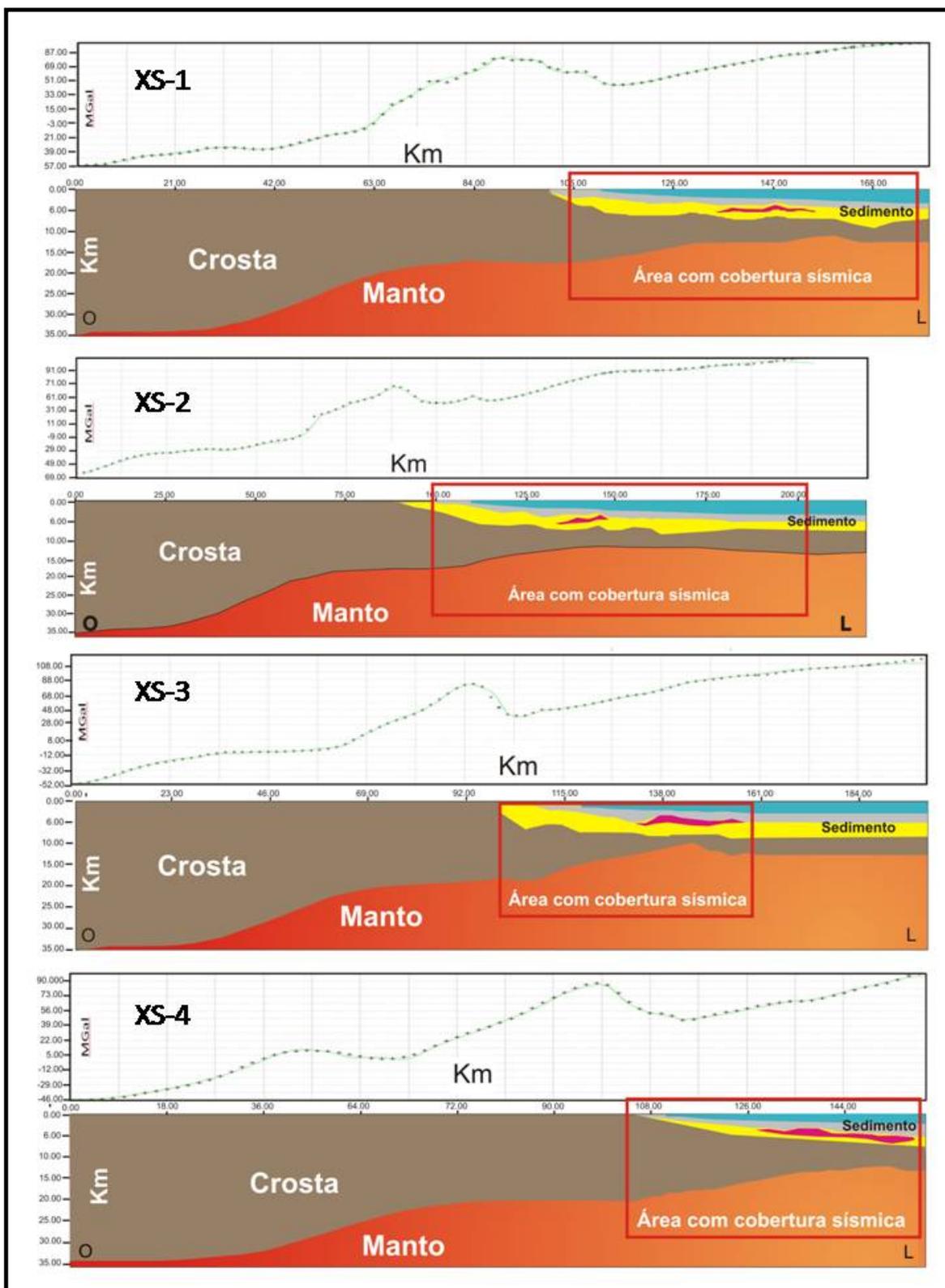


Figura 106- Moho gravimétrica (modelagem direta)

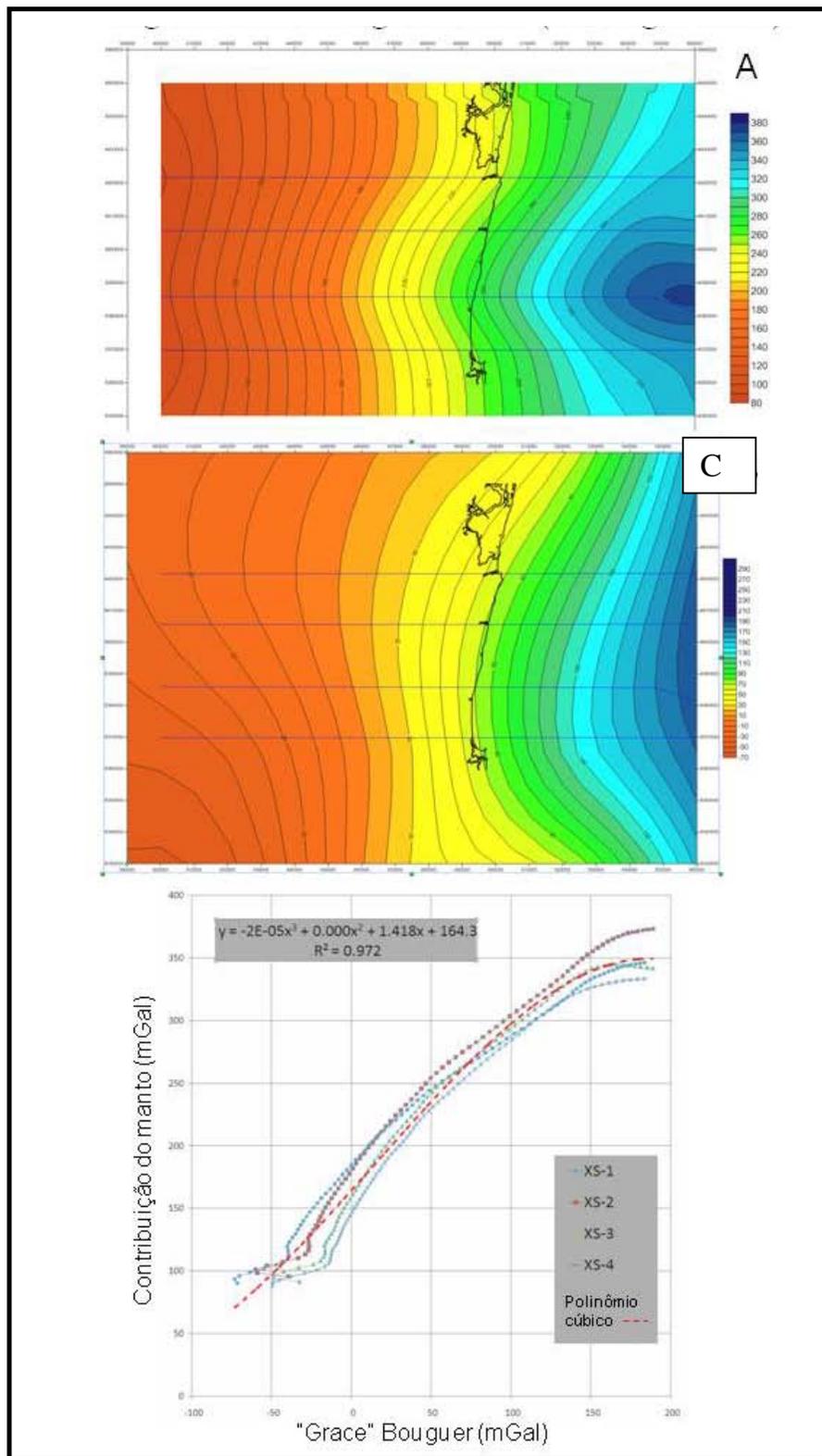


Figura 107- Efeito gravimétrico da Moho segundo a modelagem direta (A) e a comparação com o dado do satélite Grace(B). Em C se apresenta a comparação entre ambos os mapas.

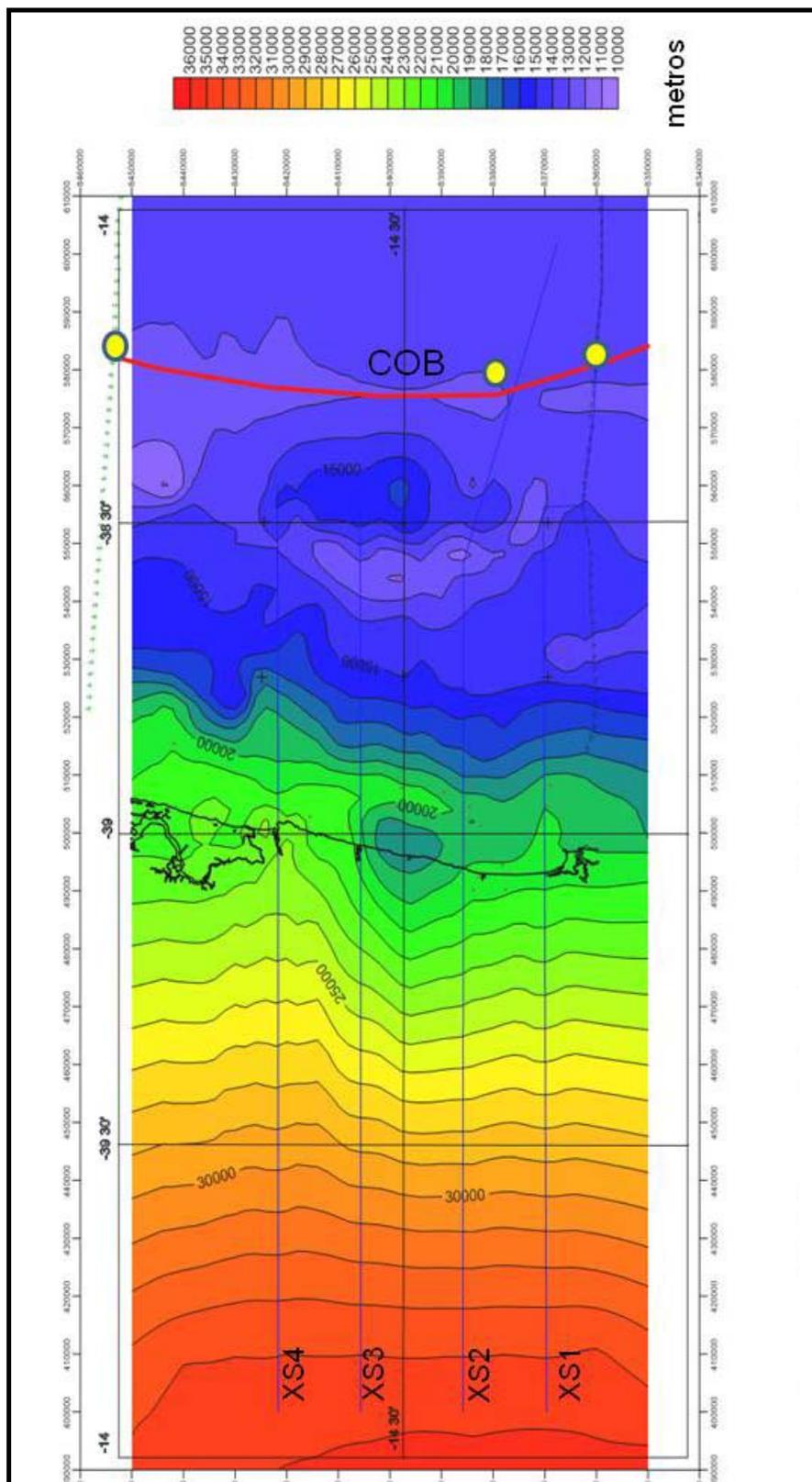


Figura 108- Mapa estrutural em profundidade (m) ao topo da Moho. As seções sísmicas XS1 a XS4 forma modeladas com gravimetria. O limite crosta continental – oceânica esta representada com a linha vermelha (COB) e os pontos em amarelo indicam onde a linha da COB de acordo com Davison, 1999 foi checada com o dado sísmico.

5.1.1.

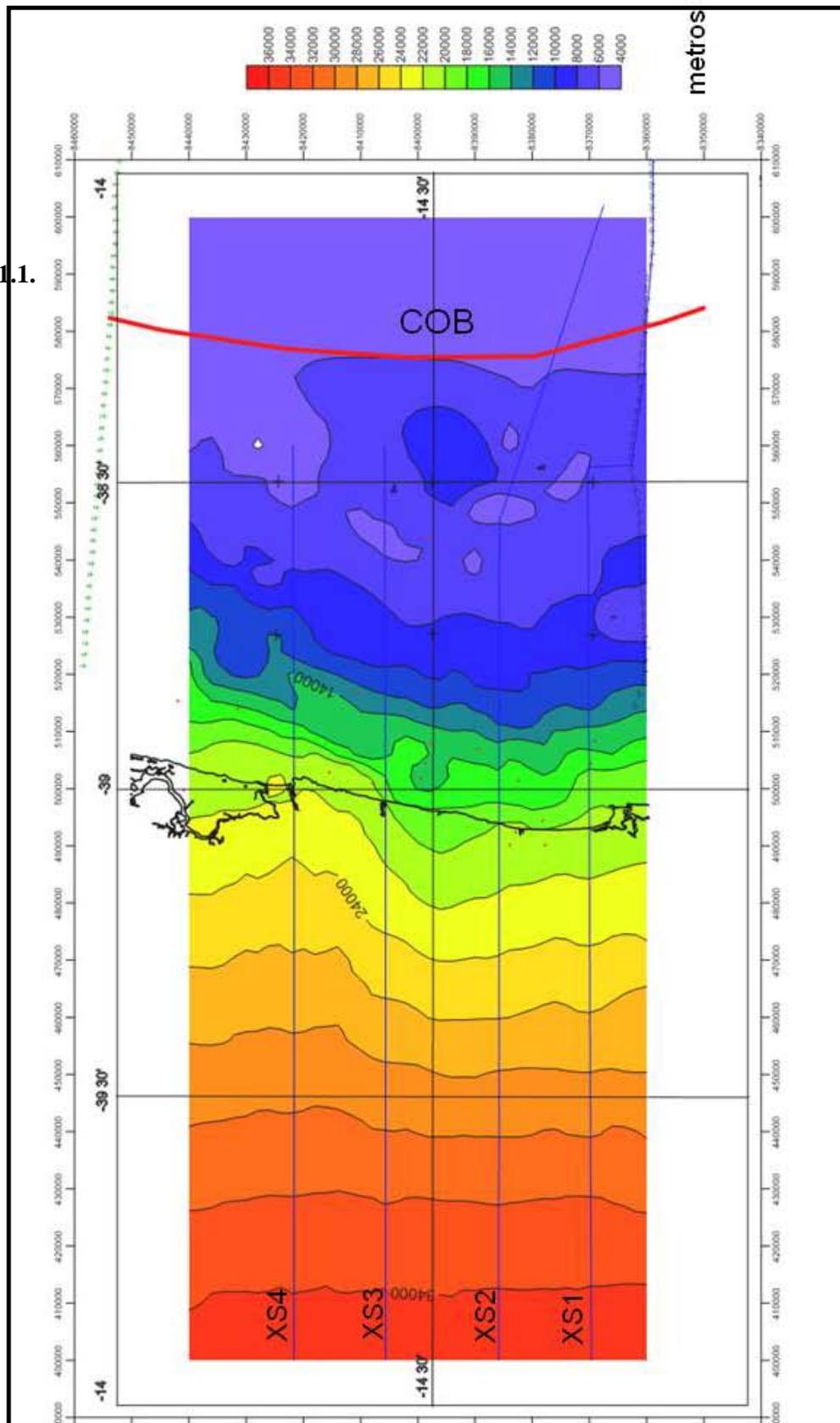


Figura 109- Mapa de espessura crustal.

5.2 Os embasamentos cristalino e oceânico

5.2.1 Introdução:

A unidade do Embasamento Cristalino (EC) da Bacia de Almada encontra-se relacionada com as rochas arqueanas e proterozóicas do Craton do São Francisco. Este embasamento é muito heterogêneo tanto em termos composicionais quanto nas idades que o compõem. Segundo Barbosa et al. (2003), o Craton do São Francisco é formado pela aglutinação de terrenos paleoproterozóicos e arqueanos através de colisões crustais, e reequilibrados metamorficamente em fácies de granulito, anfibolito e xisto verde.

Recentemente Gontijo et al. (2007), com base na análise de Delgado et al. (2003), reconhecem um embasamento cristalino complexo que evoluiu segundo três fases principais de deformação durante o Neoarqueano, Paleoproterozóico inicial e final (Figura 110). As principais características destas fases são:

- **Fase Neo-arqueana:** está constituída pelo “**Domínio Itabuna**” (Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá), formado durante a orogenia Jequié. Este domínio é composto por associações de paragneisses (Cinturão Itabuna), ortogneisses (Complexo Itabuna) e as associações de rochas máficas e ultramáficas em suítes de rochas de tipo piroxenito, gabronorito, gabro-diorito e metabasalto, além de intrusões de charnockito, granito, tonalito e monzonito.
- **Fase Paleoproterozóico inicial:** está formada por um domínio de corpos sieníticos alcalinos ultrapotássicos intrudidos em lineamentos regionais. A fragmentação do craton gerou zonas de instabilidade onde ocorreram as intrusões dos corpos sieníticos alcalinos ultrapotássicos durante o Paleoproterozóico, num regime tectônico extensional.
- **Fase Paleoproterozóico final,** um novo estágio orogênico implantou-se num regime compressivo em ambiente de arco continental, que esta representada na área pelas intrusões graníticas - granodioríticas, de afinidade calcoalcalina.

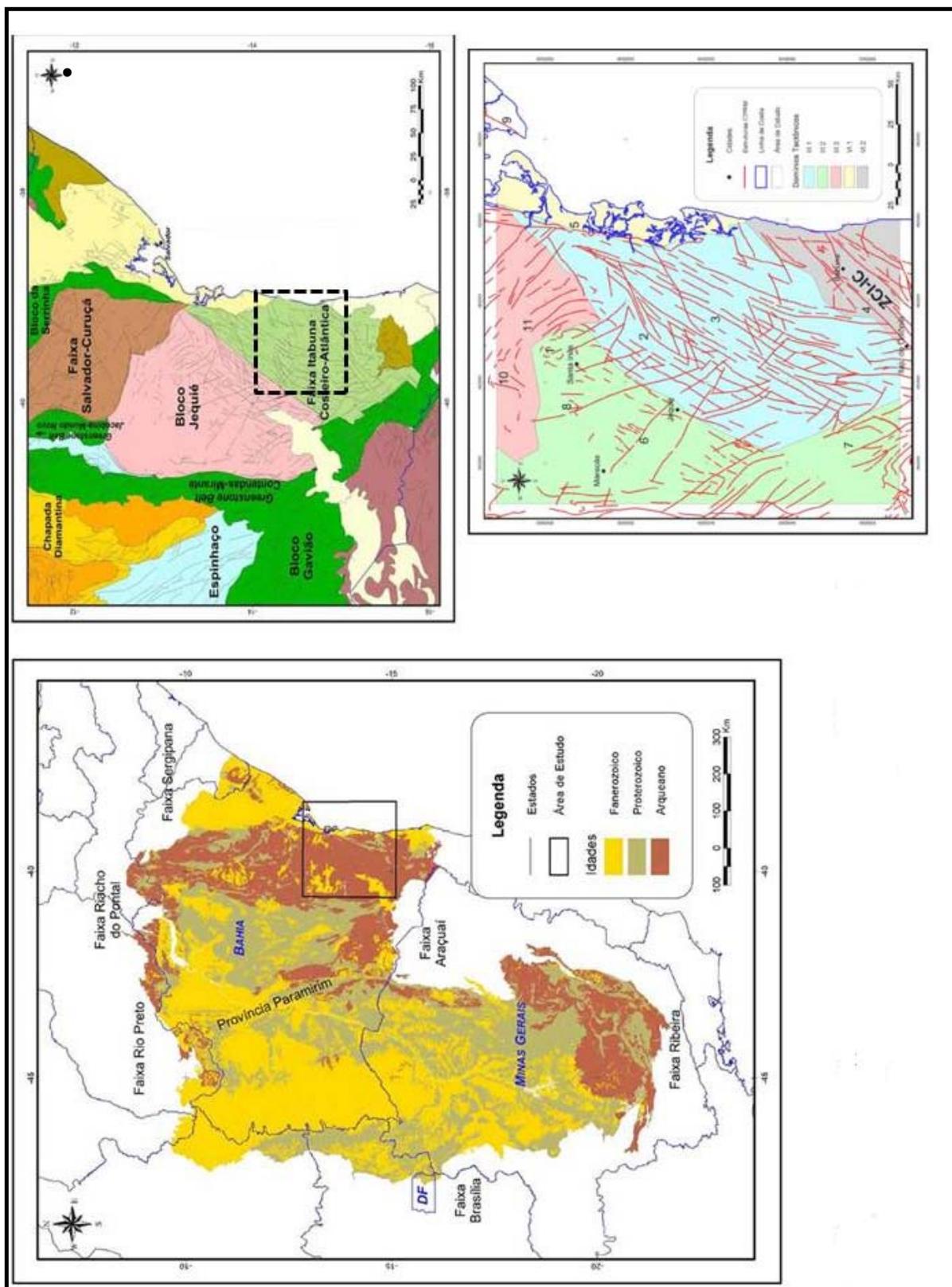


Figura 110- Contexto geológico regional do Craton de São Francisco
 Fonte: TEIXEIRA et al., 2000; PEREZ, 2004.

5.2.2 Variação Composicional

A área de influência do Craton do São Francisco, considerada na análise gravimétrica do embasamento da Bacia de Almada, compreende rochas pertencentes aos Blocos Jequié e principalmente a rochas da Faixa Itabuna-Costeira Atlântica (Figura 110). Neste domínio, caracteriza-se um conjunto de cinturões de orientação principalmente NNE-SSW e subordinadamente NE-SW (Figura 110). Na carta geológica do Brasil da CPRM (Folha SD24 Salvador, Figura 111) são identificadas, de oeste a leste, as unidades de:

- **Complexo charnoenderbitos Jequié**, do Arqueano (~2550 M.a.), composto por charnoquitos e enderbitos de caráter químico calcialcalino em grau metamórfico de tipo granulito-gnaissico.
- **Complexo Ibicú-Ipia**, de idade Arqueana (~2800 M.a.), composto por rochas de tipo gnaiss e ortognaiss de composições granítica, granodiorítica e até tonalítica. Apresenta geoquímica do tipo calcioalcalina normal, em fácies de metamorfismo regional anfibolítico. São rochas interpretadas como plutonitos vinculados a um arco magmático. Esta unidade apresenta afloramentos locais de caráter básico a ultrabásico onde se reconhecem os corpos de:
 - Mirabela e Palestina (*stocks*) do Paleoproterozóico (~2200 M.a.) de composição máfica e ultramáfica, de ambiente tardio ou pós-orogênico. Está composto por rochas de tipo dunito, gabronorito, peridotito e piroxenito.
 - Corpos metamórfico ultramáficos do Eoarqueano - Neoproterozóico (3200 a 2051 M.a.). Encontram-se em fácies de metamorfismo regional de grau xisto verde- anfibolito e são interpretados como formados num ambiente tectônico anorogênico.
- **Complexo Ibicará**, de idade Arqueana (~2847 M.a.), com composição química calcioalcalino de baixo potássio. Encontra-se em facies de granulitos e é interpretado como formado num ambiente de arco magmático. Esta unidade apresenta duas subfacies de rochas do tipo enderbito - metatrondhjemitos, vinculadas a plutonitos de arco magmático e a outra sendo relacionada à crosta oceânica.

- **Complexo Almadina**, que corresponde a um complexo metamórfico – sedimentar do Arqueano (2900-2500 M.a.). Está composto por rochas de tipo kinzigito, rochas calcissilicáticas, ferríferas bandadas, manganésífera e quartzito. O metamorfismo regional é de fácies granulítico.
- **Corpo Ibirapitanga – Ubaitaba**, de idade Paleoproterozóico (~2450 M.a.), está composto por rochas de tipo metagabrorito, metamonzodiorito, metamonzonito e metassienito, Apresenta geoquímica calcioalcalina de alto potássio, metaluminosa a shoshonítica. Interpreta-se relacionado à plutonismo pré- a sin-orogênico em facies de metamorfismo regional.
- E finalmente, nos cinturões de embasamento mais próximos da linha de costa, observa-se uma importante mudança composicional de norte ao sul. Na parte setentrional a central (seções geológicas XS-3 e XS-4), o embasamento está constituído pela unidade **Complexo São José** do Paleoproterozóico (~2151 M.a.). É constituído por enderbitos, metabasaltos, metadioritos, metagabros e metanoritos. Apresentam quimismo de tipo toleítico e do tipo calcioalcalino normal, metaluminoso a peraluminoso. Encontra-se em fácies de granulito e o ambiente de formação é interpretado como plutonitos pré- a sin-orogênicos. Já na parte central a meridional, encontram-se aflorando as rochas da **Suíte Intrusiva Itabuna** do Neoproterozóico (696 – 676 M.a.). Esta suíte alcalina está composta por rochas de tipo nefelina sienito, dioritos, monzodiorito, monzonito, sienito, cancrinita sienito, gabro e noritos. Apresenta-se na forma de *stocks* de caráter anarogênicos (seções geológicas XS-1 e XS-2).

Esta grande heterogeneidade composicional, observada na parte emersa do Craton de São Francisco, estende-se na parte submersa da Bacia de Almada. Nos poços que atingiram a unidade do EC, visando obter um controle geológico do embasamento durante as perfurações, tem-se reconhecido nas amostras de calha a presença de gnaiss e gnaiss granítico (poços BAS 19, 36, 71, 62, 88, FMB1), gnaiss anfibólico - piroxénico (poço FZT1), gnaiss biotítico (poços SSA1, NBST1), e granulitos de piroxênio e granada (poço NB2).

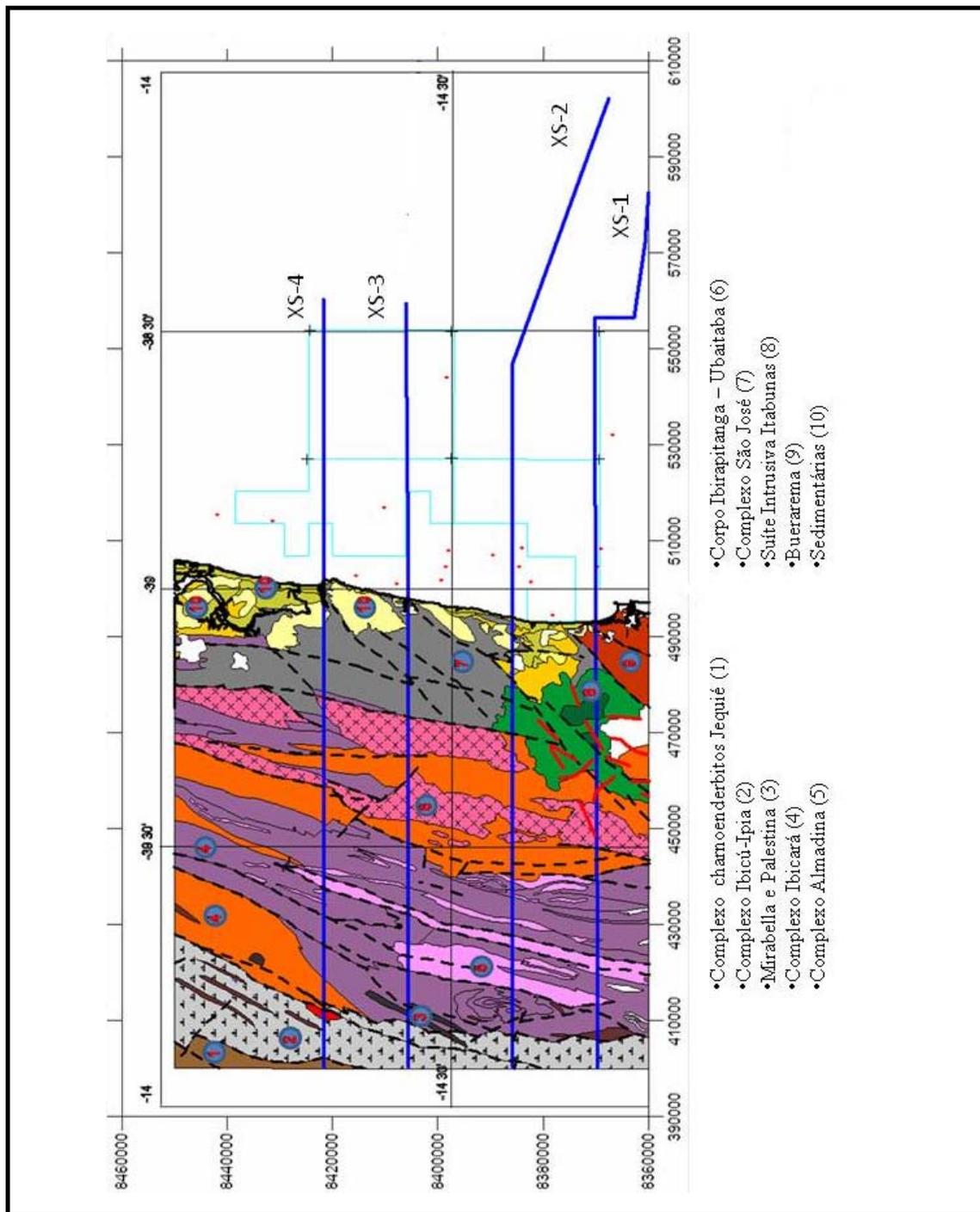


Figura 111- Mapa geológico regional.
 Fonte: CPRM.

5.2.3 Variação do campo de densidades e velocidades no embasamento cristalino (EC).

A heterogeneidade mencionada acima se manifesta também na distribuição dos campos de densidade e velocidade sônica que podem ser observados em:

- Determinação de densidade feita em rochas aflorantes (análogos de campo) no Craton de São Francisco.
- Análises de densidades em testemunhos e amostras de calha das perfurações.
- Determinações de densidades e velocidades das perfilagens elétricas de poço.
- Análise de velocidades intervalares (DIX) do processamento sísmico.
- Estimativas de densidades através da modelagem gravimétrica.

A distribuição das densidades medidas em rochas aflorantes (análogos) do Craton de São Francisco (ARCANJO, 1997) apresenta uma variação entre 2.64 a 3.14 g/cm³ (Figura 112). Já nas medições feitas em testemunhos de poços perfurados no Estado da Bahia e Norte do Espírito Santo (pela Petrobras), os valores encontrados são um pouco mais restritos e variam entre 2.54 e 2.9 g/cm³ (Figura 113).

A unidade do EC, como ocorre nas maiorias das bacias marinhas, geralmente por limitações econômicas, encontra-se pouco amostrada, tanto no número de perfurações que a atingem, quanto nas aquisições de perfis sônico e densidade. Na Bacia de Almada o EC foi amostrado por 10 poços, principalmente na terra e em águas rasas, mas desafortunadamente, conta-se somente com 4 perfis de densidade e 6 perfis de velocidade. Os valores médios de densidade, determinadas no presente estudo, variam de 2.53 a 2.70 g/cm³ (perfil RHOB) e a variação de velocidades vai dos 4400 a 5570 m/s. (perfil DT, Figura 198 e Tabela 4 do APENDICE-C). Nesta unidade do EC observa-se uma baixa correlação e grande dispersão entre os valores médios de velocidade e densidade na perfilagem de poços (Figura 114).

As velocidades intervalares (DIX) obtidas, no presente estudo, a partir das velocidades do processamento sísmico (RMS) apresentam valores crescentes, de oeste para leste, que vão desde 4800 m/s até 6400 m/s. Estão dispostas em faixas de orientação N-S (Figura 115). Este range de velocidade é maior que os valores observados no perfil sônico (Tabela 4 do APENDICE-C). Infelizmente, existem somente dois poços onde é possível comparar os valores medidos nos perfis sônicos com os valores calculados nas velocidades DIX, sendo que a diferença entre estes valores está na ordem de $\pm 10\%$.

Esta comparação pode ser questionada devido ao baixo número de amostras e o fato de que os valores DIX foram calculados em toda a espessura do EC, enquanto que as medições feitas nos poços atingem espessuras máximas da ordem dos 34 metros. Na literatura geológica têm-se efetuado numerosos estudos comparando ambas as fontes de velocidades, e em geral, diferenças de até $\pm 15\%$ são esperáveis (PETKOVIC, 2004). Outro problema que se apresenta ao tentar utilizar velocidades de tipo DIX na caracterização de unidades muito profundas, como por exemplo, o EC, é que as velocidades DIX nestas profundidades podem ser muito ruidosas devido aos fatores abaixo:

- Falta de reflexões coerentes a grandes profundidades, o que dificulta aplicar um correto *normal move out* (APENDICE-B).
- Falta de experiência do processador ou processadores diferentes quando são usados dois volumes diferentes de sísmica, tal como ocorre nos levantamentos 3Ds da Bacia de Almada.
- Baixo controle de qualidade, da companhia processadora ou da petroleira, por não ser este refletor o alvo principal de estudo.

Por estes motivos, na análise de densidades e velocidades do EC somente serão usadas as tendências obtidas da análise DIX, que como já foi mencionado anteriormente, apresentam um zoneamento crescente de oeste para leste, distribuídos em faixas N-S, com um range de valores que são razoáveis aos descritos na literatura para crostas continentais e transicionais. A distribuição observada nas velocidades DIX, na Bacia de Almada, é consistente com os padrões de heterogeneidade observados na distribuição de rochas aflorantes no Craton de São Francisco.

Na modelagem gravimétrica do presente estudo, o EC foi subdividido, na parte terrestre, em blocos de acordo com o mapa geológico regional da CPRM (Figura 111), e na parte marinha, as subdivisões foram em blocos de aproximadamente 3 Km de comprimento. As densidades foram escolhidas entre os ranges permitidos pelos análogos e pelos valores da perfilagem, de forma que a diferença entre os dados gravimétricos calculados e os dados medidos fosse mínima. Estes valores de densidades obtidos na modelagem gravimétrica também se comportam segundo faixas N-S, com valores de densidades mais altos a oeste e a leste, e valores mais baixos na parte central (Figura 116). Esta distribuição pode ser correlacionada com a presença de uma crosta oceânica na borda leste e afloramentos de meta-plutonitas de caráter intermediário, básico e até corpos ultrabásicos na borda oeste, como

pode observar-se no mapa geológico (Figura 111). A correlação entre as velocidades intervalares da sísmica (DIX) e os valores de densidade obtidos na modelagem gravimétrica mostram uma correlação positiva, mas com alto grau de dispersão (Figura 117).

No apêndice A, tem se detalhado as metodologias de trabalho otimizadas na modelagem gravimétrica

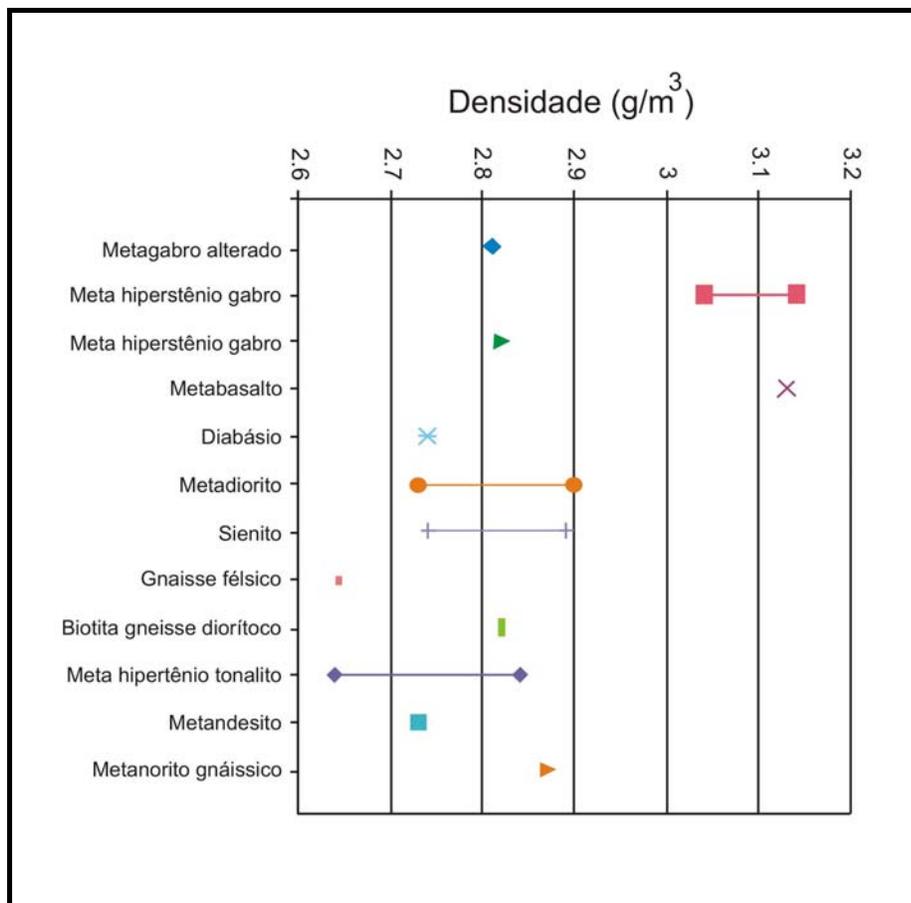


Figura 112- Variação de densidades no Craton de São Francisco (análogos). Composição média das rochas aflorantes que compõem o EC na área de estudo. Fonte: ARCANJO, 1997.

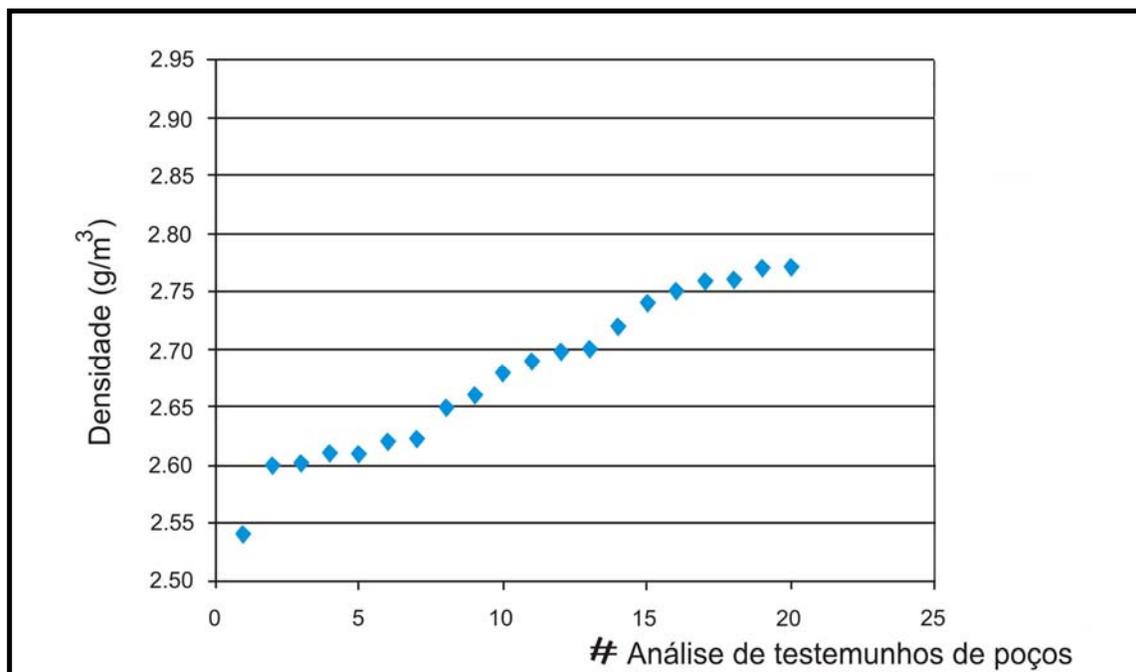


Figura 113-Valores de densidades medidos em testemunhos de poços perfurados no estado da Bahia.
Fonte: Petrobras.

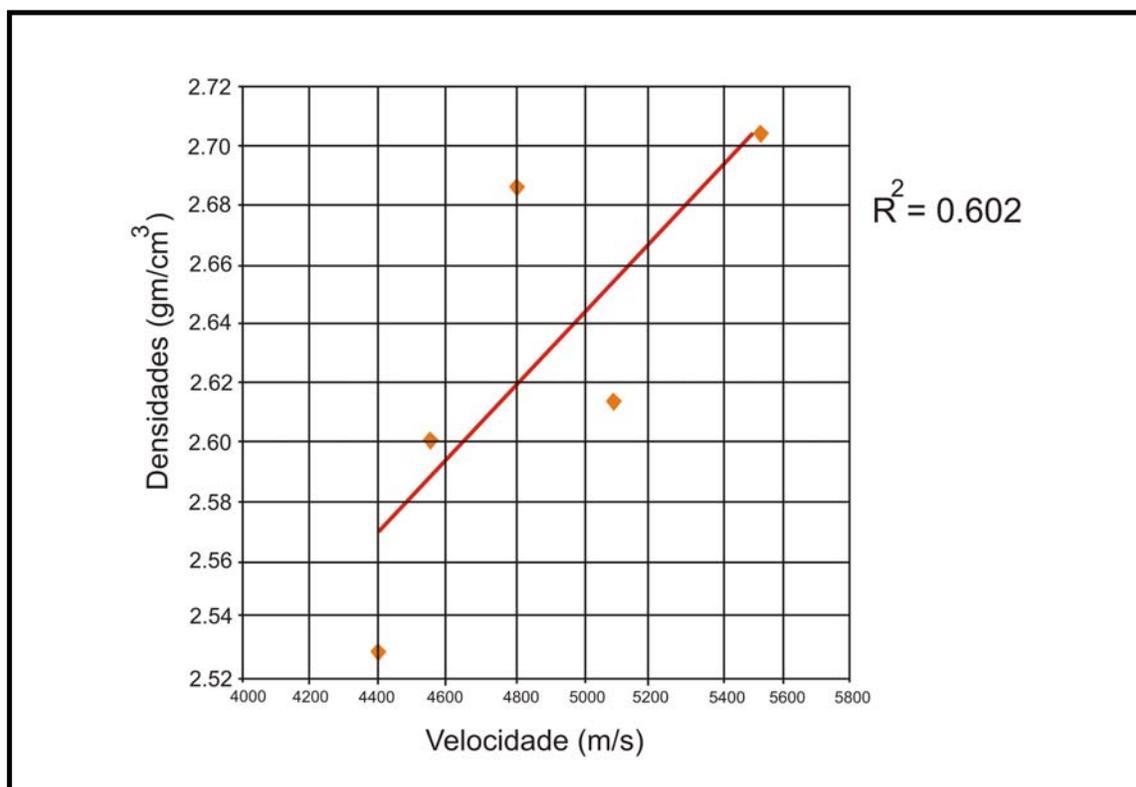


Figura 114- Distribuição de densidades e velocidades da perfilagem de poços no EC.

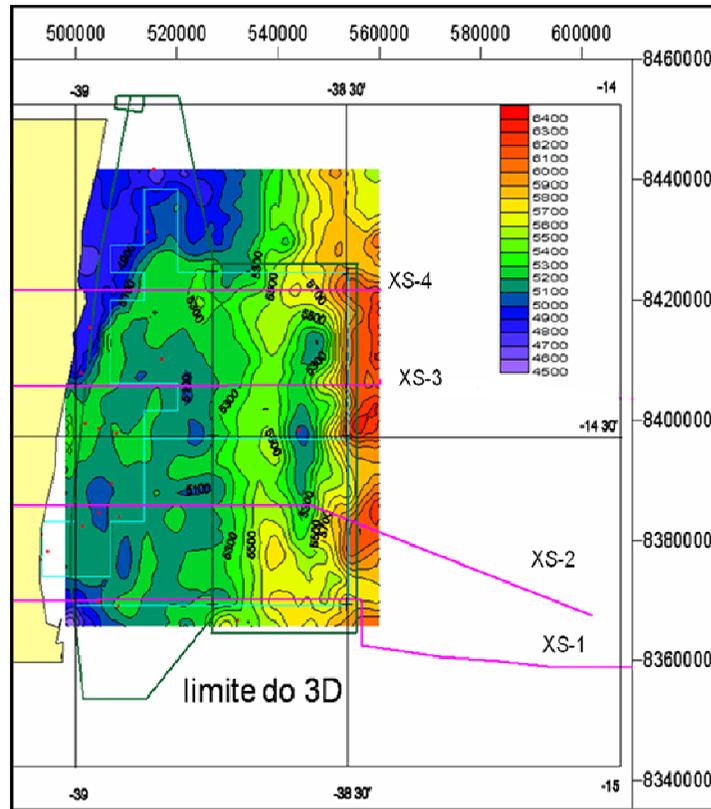


Figura 115- Mapa de velocidades DIX do EC.

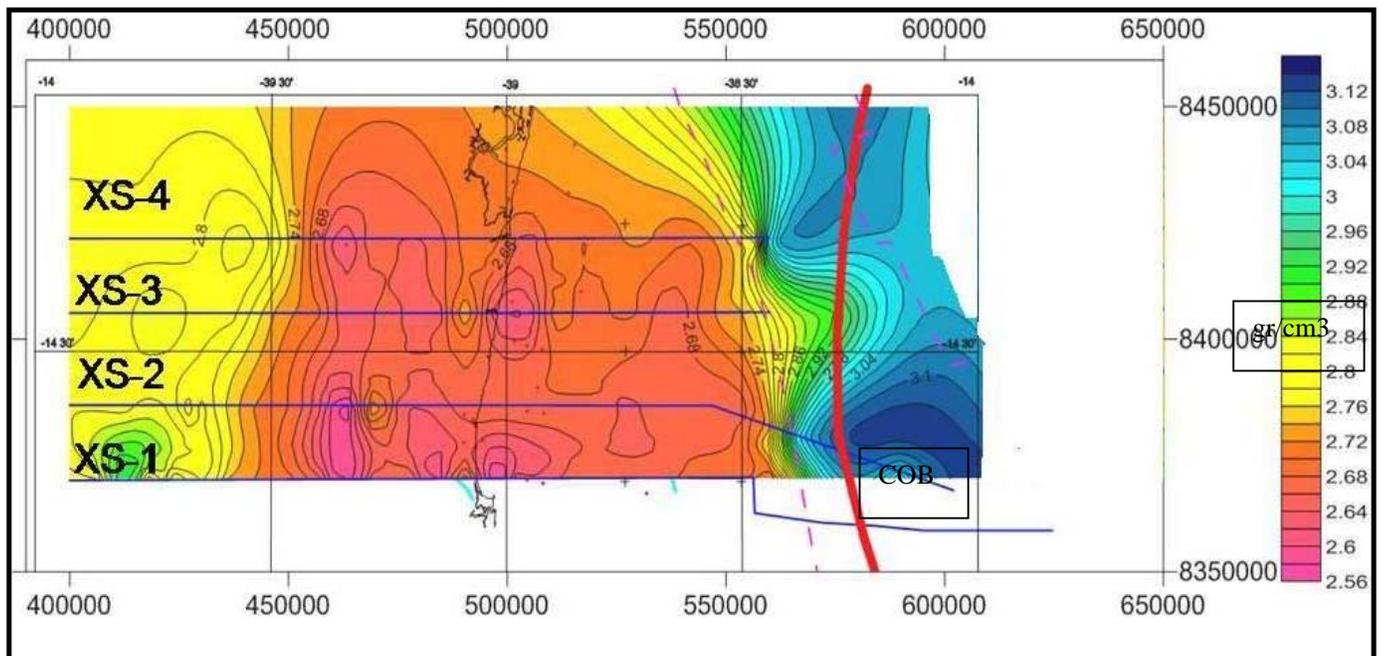
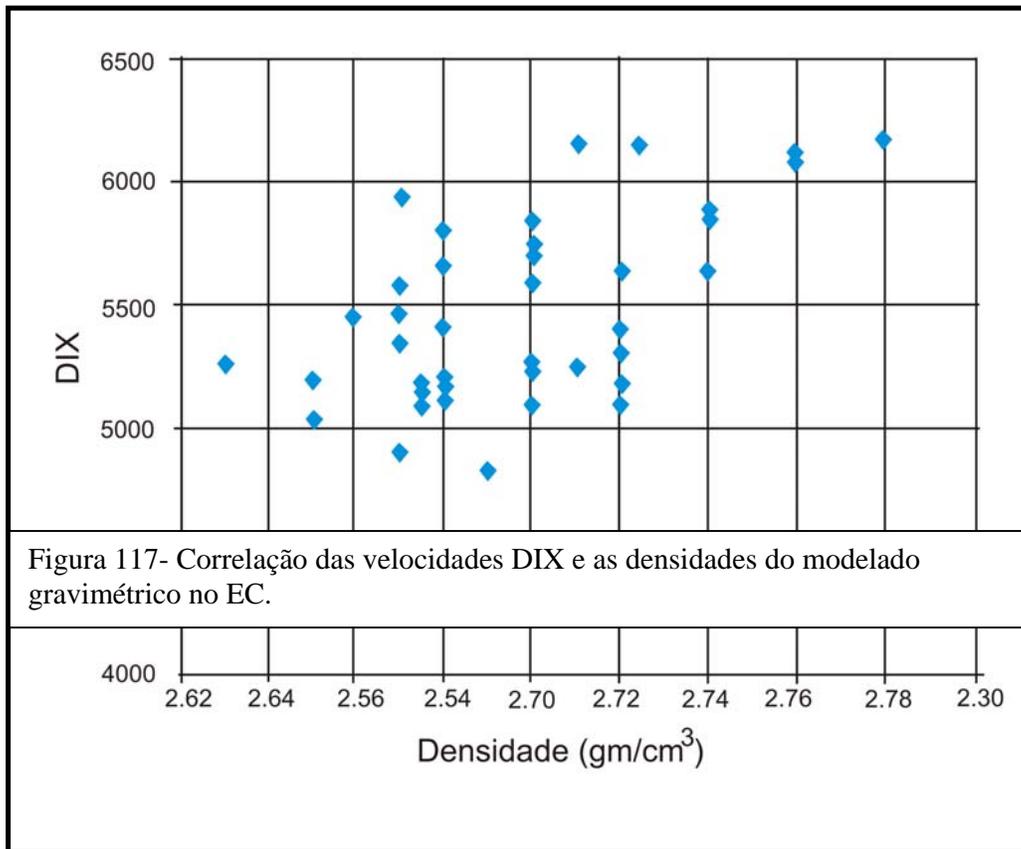


Figura 116- Mapa de distribuição de densidades na modelagem gravimétrica.



5.2.4 Estruturação do EC.

No presente estudo, o Embasamento Cristalino foi subdividido para a sua caracterização segundo a sua localização emersa e submersa.

5.2.4.1 Porção Emersa: Faixa Itabunas Costeiro Atlântico do Craton de São Francisco.

No cinturão **Itabuna - Costeiro Atlântico**, que corresponde ao embasamento aflorante mais próximo da Bacia de Almada, Barbosa (1997) caracteriza a presença de terrenos granulíticos formados por seqüências magmáticas toleíticas, calcialcalinas e shoshonítica. Pela bipolaridade geoquímica, este autor, as interpreta como relacionadas a uma zona de subducção de um arco magmático continental com mergulho para oeste. Posteriormente este arco magmático colidiu com blocos ao ocidente (Figura 110). A presença de uma tectônica tangencial de rampas frontais com componentes sinistrais, que teve início aproximadamente há 2400 M.a., segundo este autor, levaram a uma obducção com o

empilhamento do Cinturão de Itabuna sobre o Bloco do Jequié, este sobre o *Grenstone Belt* de Contendas – Mirante, e este último sobre o Bloco do Gavião, como pode observar-se na seção geológica da Figura 118 e no mapa geológico da Figura 111. Os diferentes cinturões ou faixas apresentam uma orientação NNE-SSW e estão limitadas por falhas inversas com mergulho para leste.

Na parte sul da área de estudo encontra-se a **Zona de Cisalhamento Itabuna – Itajú do Colônia** (ZCIIC, CORRÊA GOMES et al., 1998), com orientação NE-SW, sendo constituída por três tipos litológicos diferentes :

- Diques anfibólicos Paleoproterozóicos.
- Enxame de diques toleíticos (de idade 1 G.a.).
- Enxame de diques alcalinos máficos e félsicos Neoproterozóicos (0.65 a 0.45 G.a.).

A história de deformação desta zona também é complexa. Corrêa Gomes et al. (1998) reconhecem três reativações tectônicas de tipo *strike-slip* (Figura 119).

A presença destes domínios com diferentes orientações (**NNE-SSW**, **NE-SW** e **WNW-ESE**), são também facilmente reconhecíveis nos lineamentos (falhas) e nos diques interpretados em mapas aeromagnetométrico (Figura 120), aerogamaespectrométrico (Figura 121) da CPRM e na imagem de satélite GEOSAT (Figura 7). Estes domínios tectônicos do cinturão Itabuna - Costeiro Atlântico tem a sua expressão manifestada também no embasamento da Bacia de Almada.

No projeto RADAM Brasil, do Ministério das Minas e Energia (1981), descreve-se a geologia estrutural da folha SD. 24, na qual se reconhecem 6 domínios tectônicos (Figura 110). Na área de estudo são reconhecidos os domínios III-1, VI-1 e VI-2. O domínio III-1 está constituído por uma foliação marcante NNE-SSW; o domínio VI-1 compreende a zona litorânea com as falhas de charneira das Bacias de Camamu e Almada, e o desenvolvimento de *horsts* e *grabens* de orientação NNE-SS e NE-SW; finalmente o domínio VI-2, de orientação NE-SW, compreende a Zona de Cisalhamento Itabuna-Itajú do Colônia (PEREZ, 2004).

Figura 118- Estilo estrutural do Craton de São Francisco na vizinhança da Bacia de Almada.

Fonte: BARBOSA, 1997.

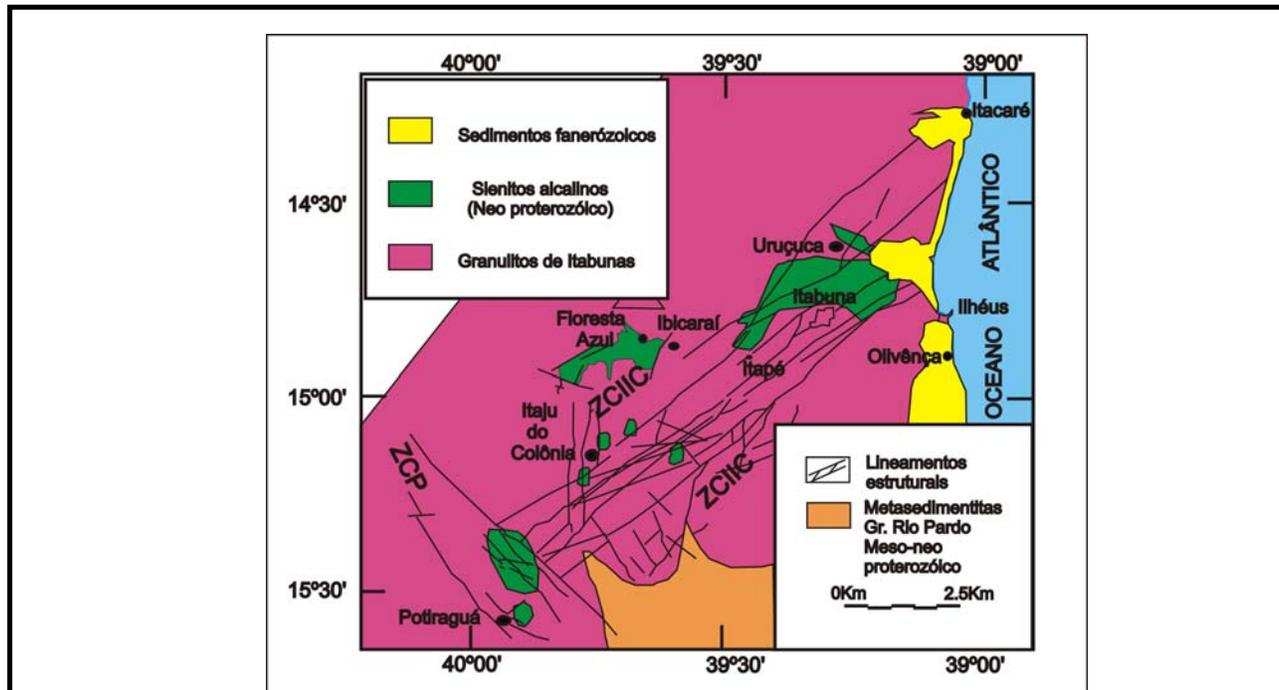
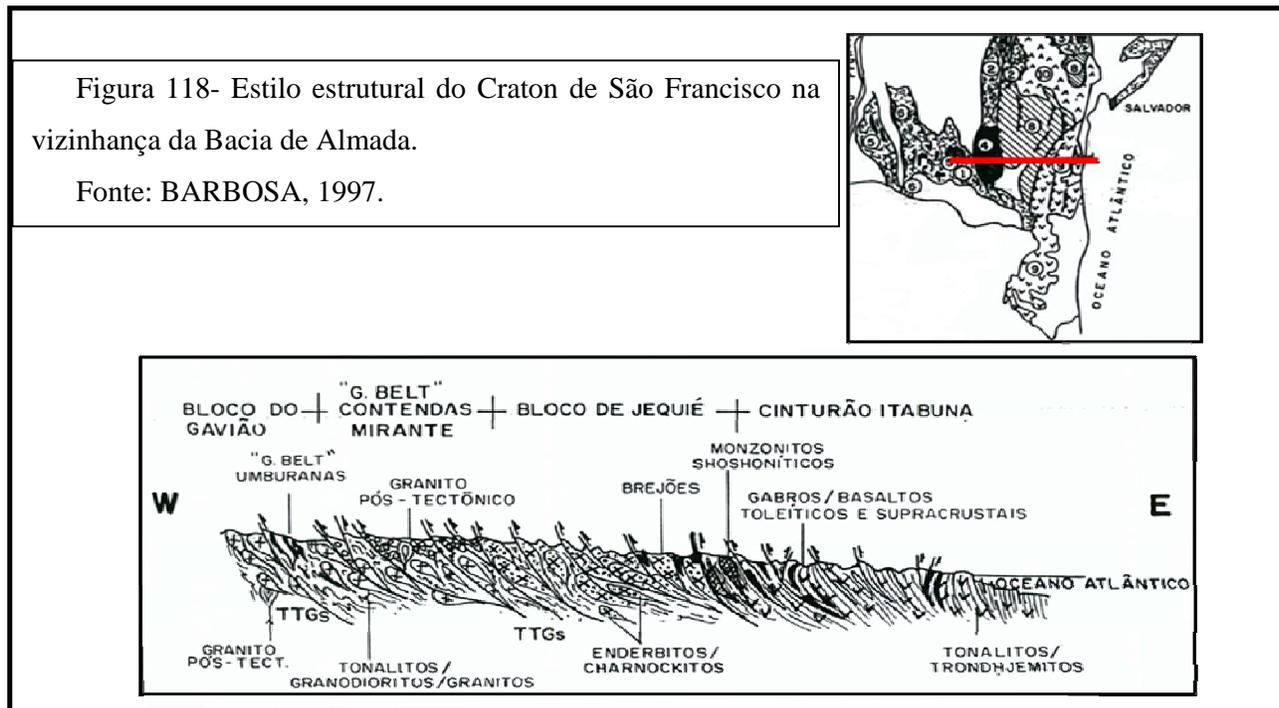
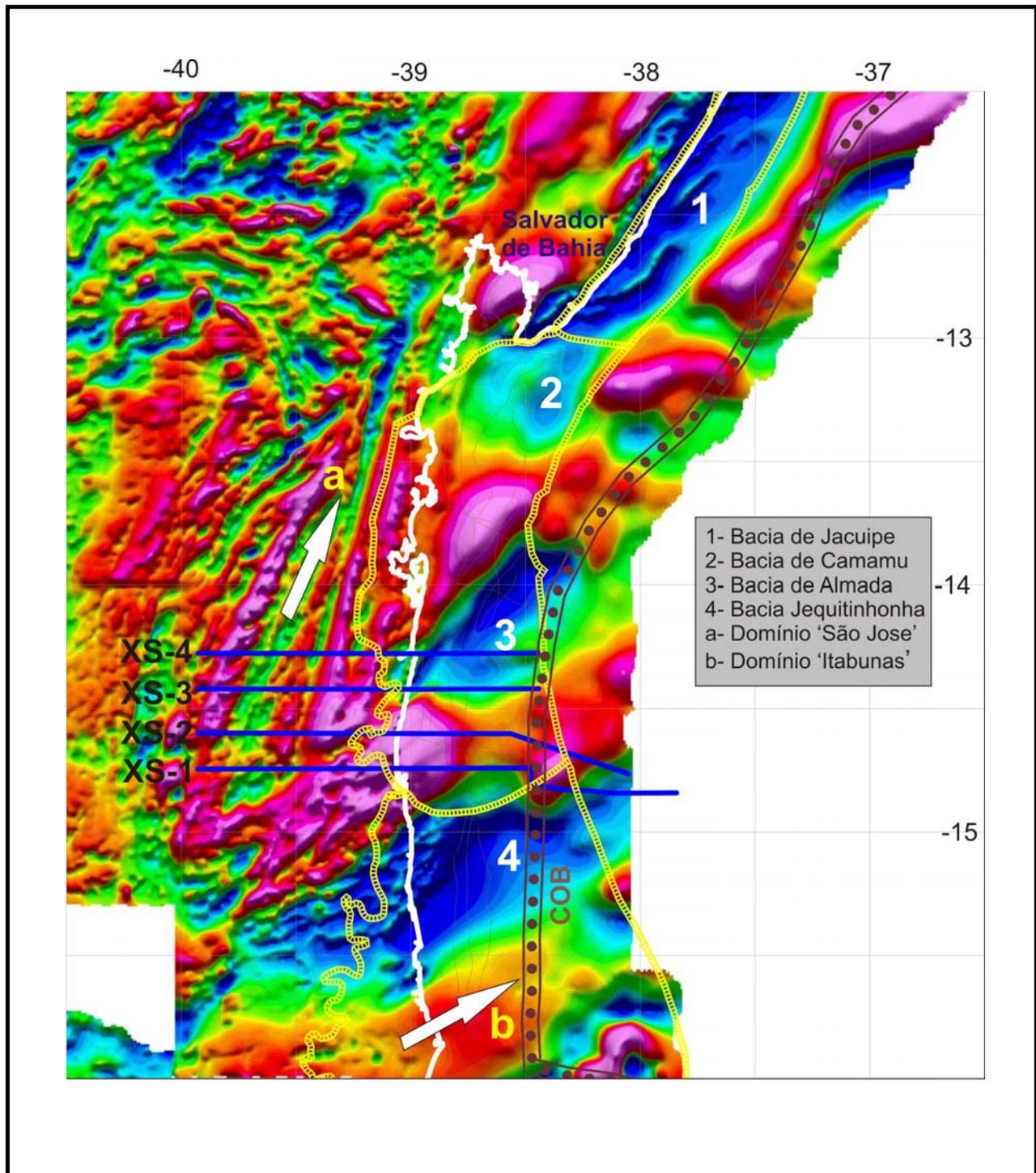


Figura 119 - Estilo estrutural da zona de cisalhamento "Itabunas-Itajú do Colônia" (ZCIIC).
Fonte: CORRÊA GOMES et al., 1998.



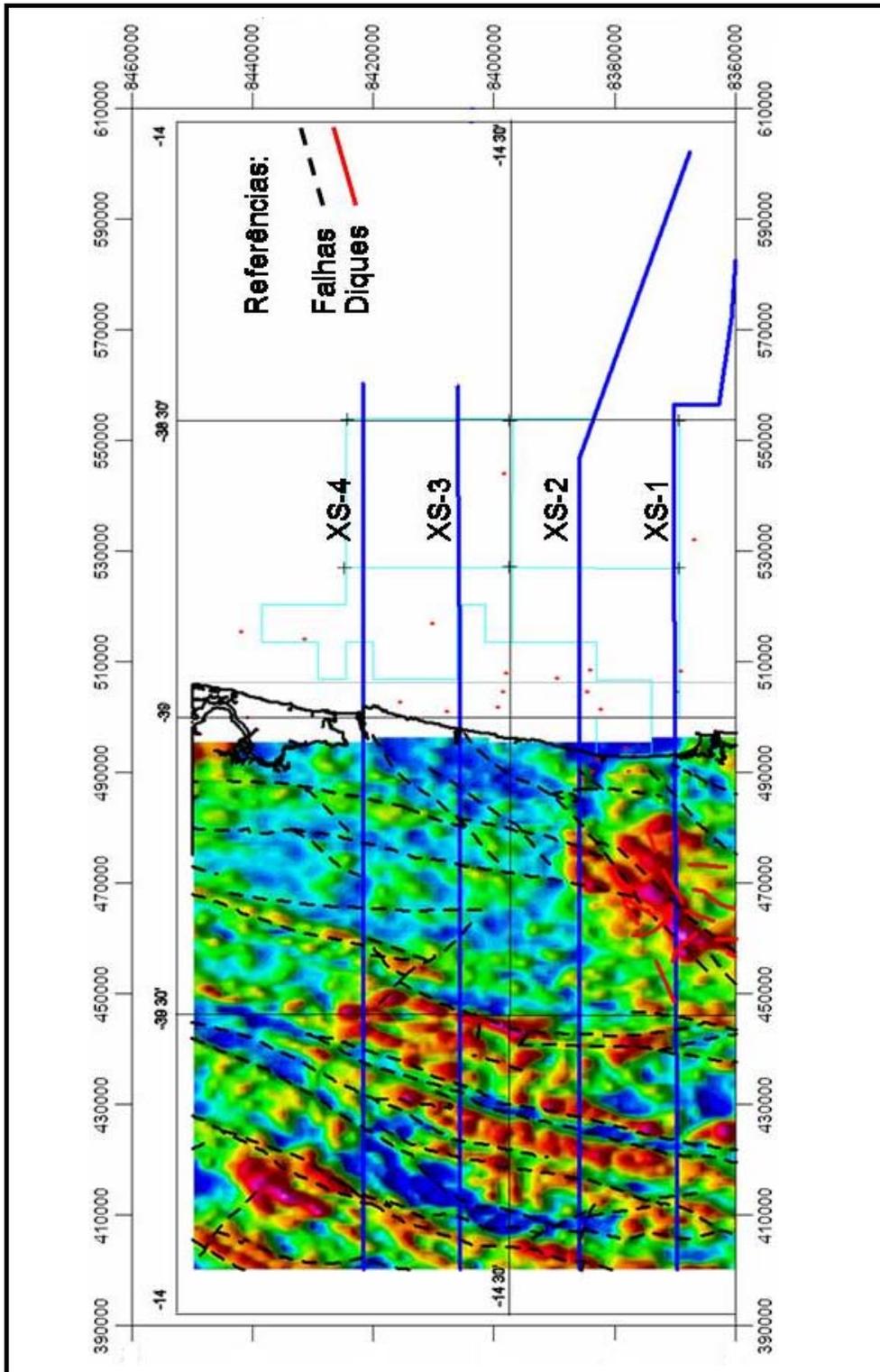


Figura 121 - Mapa aerogamaespectrométrico (contagem total).
 Fonte: CPRM.

5.2.4.2 Porção submersa: Bacia de Almada:

A interpretação do dado de sísmica 3D, com amostragem a cada 25 metros e cobertura regional (APENDICE-B), permite um mapeamento muito detalhado dos padrões de falhas e da configuração estrutural da bacia (Figuras 122 e 123). Sismicamente a descontinuidade do embasamento fica bastante bem imageada até a linha da quebra do talude, porém a partir desta posição, até a região de águas profundas e ultraprofundas, a interface do EC perde seu caráter distintivo e manifesta-se somente como uma mudança no padrão da fácies sísmica. Nesta área, a superfície do EC foi ajustada com a utilização do dado gravimétrico (seções sísmicas, APENDICE-B).

A bacia apresenta a configuração estrutural típica das bacias da margem leste brasileira, que evoluíram depois de um estágio inicial de estiramento até a fragmentação do supercontinente de Gondwana durante o Eocretáceo, e resultaram em margens divergentes com a abertura do Oceano Atlântico e separação das placas sul-americana e africana (GONTIJO et al., 2007)

A arquitetura típica do EC e da seção do rifte, é de estruturação de tipo *horst*, *grabens* e *hemi-grabens* com falhas normais (alto ângulo) na crosta superior, que evoluem para falhas lítricas (baixo ângulo) em crosta intermediária e profunda. As principais falhas lítricas, quando observadas na sísmica em linhas *dip*, parecem apresentar um caráter de evolução de tipo *detachment* em crosta rasa, passando logo a situações de tipo *decollement* no limite crosta média – crosta profunda. Nos casos extremos do estiramento crustal, observado nas posições mais a leste, o sistema pode evoluir num novo nível de *detachment*, podendo chegar a interromper e deslocar a o refletor da Moho. Os termos *detachment* e *decollement* são aqui usados segundo a relação que apresenta o falhamento com o padrão das reflexões sísmicas. Um padrão de tipo *detachment* implica um caráter discordante com os refletores, enquanto que um padrão de tipo *decollement* apresenta-se paralelo ou subparalelo com as reflexões, tendendo a horizontalização (seções sísmicas APENDICE-B.).

O mapa dos falhamentos envolvendo o embasamento da bacia (Figura 122) também se apresenta segundo os domínios:

- NNE-SSW.
- NE-SW.
- WNW-ESSE

Destes domínios, que têm expressão tanto na parte emersa como na submersa, o primeiro domínio (NNE-SSW) é o mais freqüente e juntamente com o domínio NE-SW, parecem ser herdados da estruturação precambriana da Faixa Itabunas Costeiro Atlântico. O domínio WNW-ESSE tem sido interpretado, na parte norte da Bacia de Almada, como resultado de falhas de transferência mais novas (DESTRO et al., 1994).

A continuidade entre estes domínios nas partes emersas e submersas pode ser claramente observada nos mapas aeromagnetométrico (Figura 120), aerogamaespectrométrico (Figura 121) e aerogamaespectrométrico-sísmico (Figura 123). O falhamento gerado durante processo do rifteamento de Almada segue, como é esperável, a lógica do caminho do “menor esforço” que está dado pelas rupturas nas áreas de fragilidade tectônica herdadas da tectônica precambriana. A presença destes domínios de lineamentos pode ser também observada no mapa regional gravimétrico da anomalia de Bouguer (Figuras 125) e nos mapas de Bouguer de detalhe da seção terrestre da bacia (Figura 126) e da seção marinha (Figura 128).

Durante o processo do rifteamento da bacia, a rotação dos blocos do EC (segundo os planos do falhamento lístricos imageados na sísmica) gerou os espaços ou calhas dos depósitos do sin-rifte. Na Bacia de Almada podem ser reconhecidas, tanto na sísmica como na gravimetria, a presença de 5 gerações de calhas depositacionais ou sub bacias, que foram evoluindo de oeste para leste, até perto do limite crosta continental – crosta oceânica (COB). No mapa composto da Figura 129, pode observar-se a distribuição da seção do sin-rifte preservadas da erosão. Na área marinha, a espessura do sin-rifte foi estimada do registro sísmico e na parte emersa, foi incluído o registro sedimentar do mapa geológico.

As linhas indicadas em azul esquematizam as principais calhas deposicionais da bacia. A primeira destas calhas encontra-se na porção emersa, no sul e norte da Bacia de Almada. No sul, se reconhece uma sub-bacia (Almada terra ou também conhecida como “cânion de Almada”; Figuras 126 e 130). Esta sub bacia registra depósitos sedimentares que englobam desde o pré-rifte (Fm. Sergi), rifte Cretáceo (Fm. Morro de Barro) e até a seção marinha do drifte, já na Fm. Urucutuca (BRUHN e MORAES, 1989; CARVALHO, 1965). Esta sub bacia encontra-se compartimentalizada em três segmentos (oeste, central e leste) com expressão gravimétrica no mapa de detalhe da anomalia de Bouguer, como pode ser observado na Figura 126 (BARBOSA e SILVA, 2007). Entre os compartimentos central e leste, é mapeado um *horst* que divide o estilo estrutural. Ao oeste do *horst*, os mergulhos dos blocos de embasamento são para o oeste, no estilo da Faixa Itabunas Costeiro Atlântico. Ao leste do *horst*, os blocos do EC mergulham em direção leste, em padrão coincidente com o

estilo da abertura do Atlântico (BRUHN e MORAES, 1989; Figura 130). Na parte norte da Bacia de Almada, na Península de Maraú, afloram depósitos sedimentares que englobam também desde o pré-rifte, rifte e o transicional (Grupo Brotas e as formações Morro de Barro, Taipus Mirim e Algodões). Nesta área identifica-se a falha de Maragogipe (Figura 127), que atua como a falha de charneira (limite oeste) da bacia (MERCIO et al., 1995)

As segunda e terceira calhas apresentam também expressão no mapa de anomalia Bouguer (Figura 128). A segunda calha encontra-se bastante perfurada, com alguns destes poços atingindo até o EC, e registrando depósitos do pré-rifte e importantes espessuras da seção rifte, transicional e drifte. A terceira das calhas somente tem sido perfurada na Bacia de Almada até o topo do sal (Fm. Taipus Mirim do Aptiano). Ao norte da Bacia de Camamu, o poço 1-BAS-129, que foi perfurado em posições equivalentes a terceira calha, atingiu depósitos clásticos da seção do Aptiano.

Finalmente as calhas 4 e 5 são bem observadas nas seções sísmicas (Figura 131), mas não tem importante expressão gravimétrica, devido provavelmente a presença de um manto muito raso que mascara os depósitos sedimentares (Figura 128). A quinta calha é onde estão desenvolvidos os depósitos mais significativos do sal Aptiano, com geração de diápiros de sal e forte influência da tectônica halocinética na seção transicional e marinha. A borda leste da 5^o calha, apresenta às vezes, uma falha de empurrão com mergulho para oeste, produzindo um efeito de cavalgamento do sal na direção da borda da bacia, junto ao contato entre crosta continental e crosta oceânica. As quatro primeiras calhas (1^o a 4^o) são interpretadas como tendo sido formadas numa crosta continental cada vez mais afinada na direção leste. O substrato da última e mais nova das calhas (5^o calha) é especulativo. A mesma pode ter sido gerada numa crosta transicional muito fina ou num manto exumado, como foi postulado recentemente por Caixeta et al., (2009) no norte da Bacia de Camamu. Na modelagem gravimétrica, esta calha encontra-se em equilíbrio gravimétrico com um embasamento de aproximadamente 5 km de espessura, com uma densidade de 3 g/cm³ (Figura 132). A imagem sísmica desta zona permite postular, embora com dúvidas, que ainda existiria a presença de uma crosta inferior afinada (de alta refletividade) embaixo da 5^o calha deposicional (Figura 102). A composição desta crosta afinada e ainda especulativa já que os valores de densidades obtidos podem corresponder tanto com uma crosta oceânica típica (de densidade média 2.9 g/cm³) ou com um manto serpentizado. O problema da frente de serpentização, tal como tem sido amplamente proposto para a margem continental da Ibéria, e documentado por meio de amostras obtidas em poços perfurados pelo DSDP (GUSINYÉ et al., 2001), é que ela é