

II.5 DIAGNÓSTICO AMBIENTAL

II.5.1. MEIO FÍSICO

II.5.1.1 Geologia e Geomorfologia

II.5.1.1.1 Localização

A Bacia de Santos localiza-se na porção sudeste da Margem Continental Brasileira, ao longo da costa dos estados do Rio de Janeiro, São Paulo, Paraná e Santa Catarina. Possui uma área total de 352.260 km², sendo 275.000 km² até a cota batimétrica de 2.000 (PEREIRA & FEIJÓ, 1994). Os limites da Bacia de Santos são, ao sul, o Alto de Florianópolis, que a separa da Bacia de Pelotas; ao norte, o Alto de Cabo Frio, que a separa da Bacia de Campos (PINHEIRO-MOREIRA *et al.*, 2001); a oeste, o cinturão de serras costeiras e a leste o Platô de São Paulo (MACEDO, 1990).

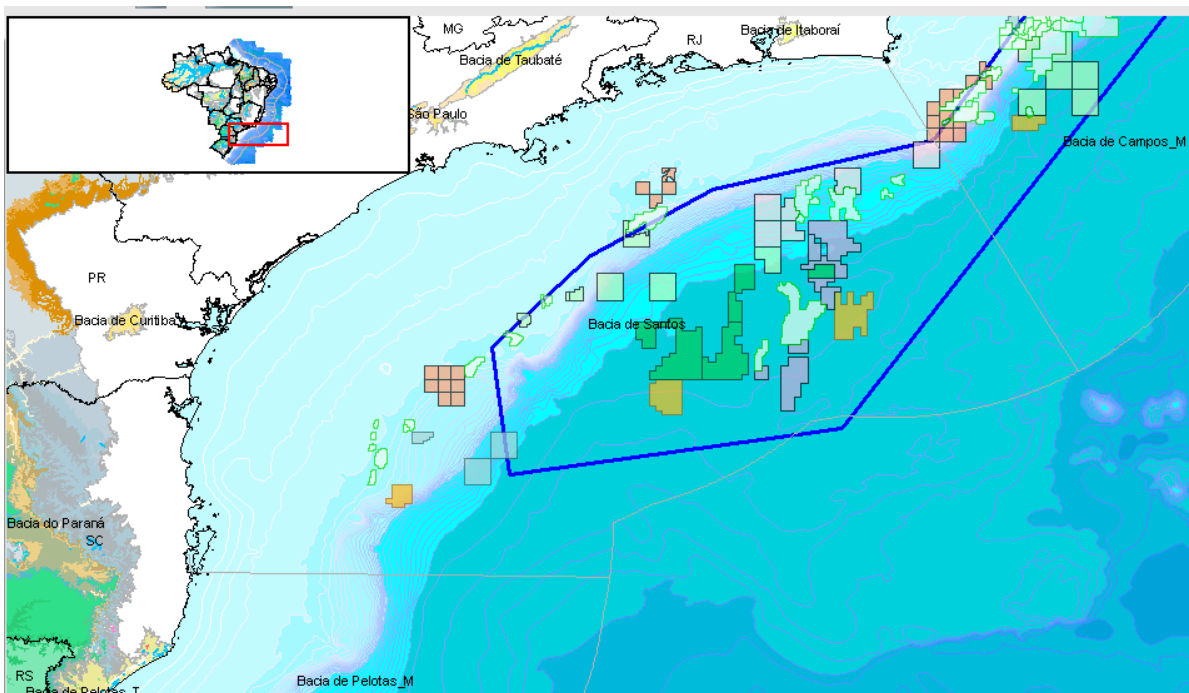


FIGURA II.5.1.1 – Figura de localização da Bacia de Santos.

Fonte: ANP.

II.5.1.1.2. Geologia Regional

De uma maneira geral, a gênese e atual configuração das bacias da margem leste brasileira estão relacionadas com a ruptura do megacontinente Gondwana, que culminou na abertura do Oceano Atlântico Sul durante o Mesozoico (MOHRIAK, 2003). Ainda segundo este autor, as bacias marginais brasileiras tiveram a sua origem estruturada em cinco fases distensionais básicas (Figura II.5.1.2).

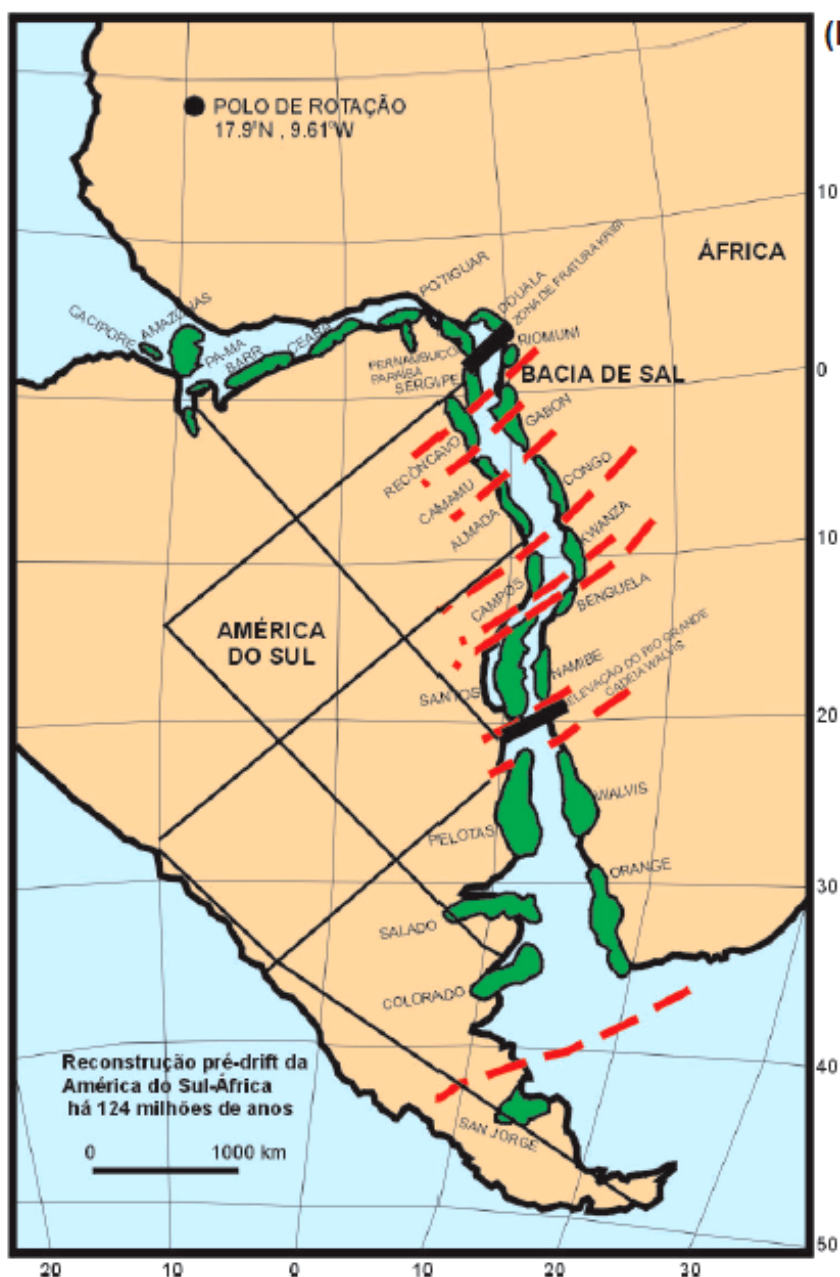


FIGURA II.5.1.2 - Configuração das bacias sedimentares na fase pré-rifte.

Fonte: MOHRIAK, 2003.

Segundo MOHRIAK, 2003, as bacias marginais brasileiras tiveram a sua origem estruturada em cinco fases distensionais básicas (Figura II.5.1.3). A primeira (Figura II.5.1.3 - a) foi marcada pelo soergimento crustal, afinamento litosférico e início do processo de ruptura do megacontinente Gondwana e a segunda foi caracterizada pelo aumento no processo de estiramento litosférico e início de extrusão de lavas basálticas (Figura II.5.1.3 - b). A terceira (Figura II.5.1.3 - c) deu origem a grandes falhamentos e movimentação de blocos na crosta, já a quarta (Figura II.5.1.3 - d) começou a apresentar a formação dos distintos ambientes deposicionais (lacustres, fluviais e marinhos). A quinta e última fase (Figura II.5.1.3 - e) foi marcada por um aumento na sedimentação siliciclástica por conta do soergimento da Serra do Mar e Serra da Mantiqueira.

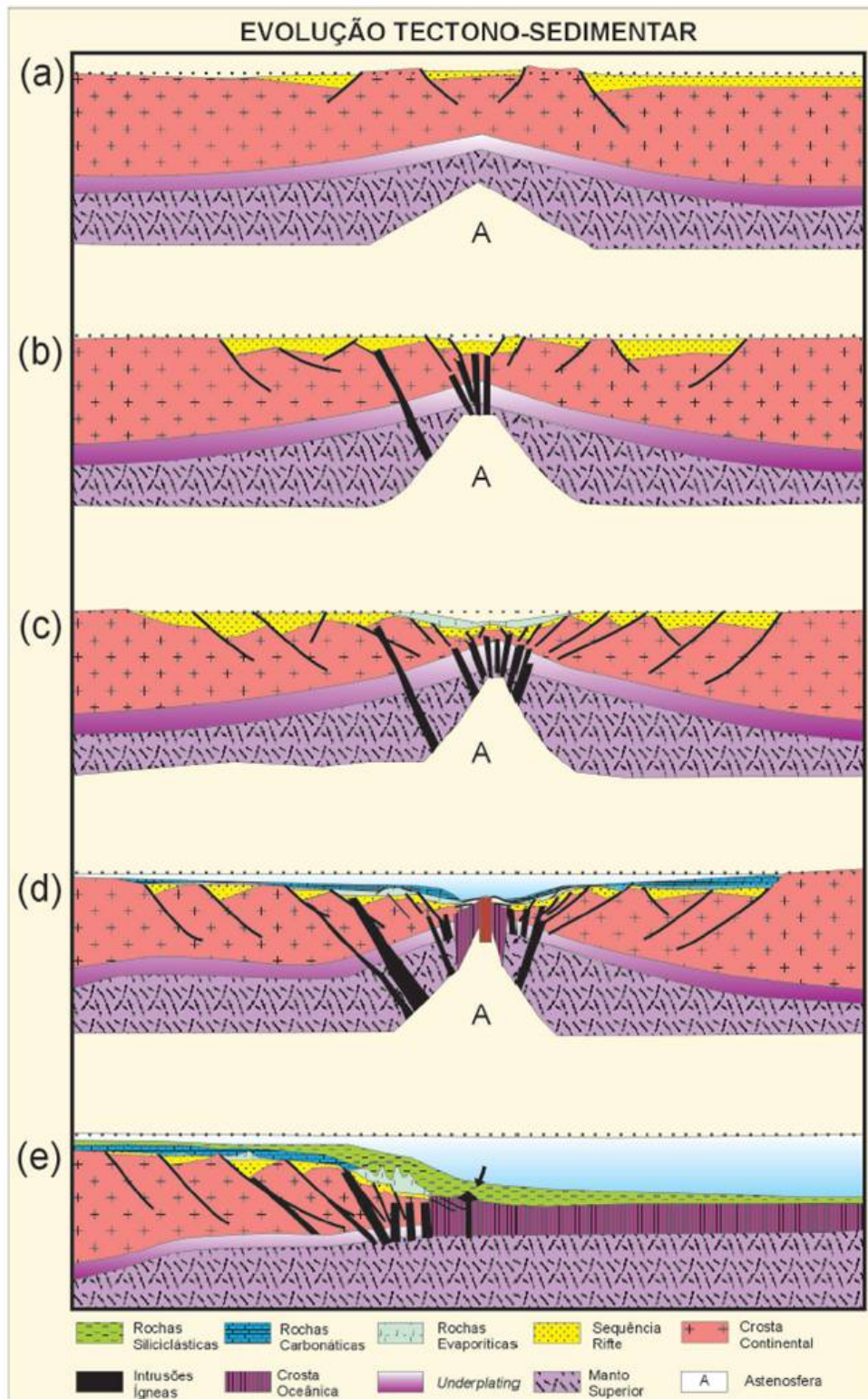


FIGURA II.5.1.3 – Evolução tectono-sedimentar da margem continental brasileira – Modelo geodinâmico. Este modelo compreende cinco fases, sendo: a-início do processo de ruptura, b-estiramento litosférico, c-movimentação de blocos, d-formação de distintos ambientes deposicionais e e-sedimentação siliciclástica.

Fonte: MOHRIAK, 2003

Essas reativações tectônicas, controladas fortemente por estruturas antigas, que ocorreram durante o Mesozóico e Cenozóico levaram ao falhamento, soerguimento e exumação de áreas continentais e consequente aumento de fornecimento de sedimentos e subsidência das bacias de Santos e Campos (MEISLING *et al.*, 2001 & COBBOLD *et al.* 2001). Ambas possuem uma cobertura sedimentar típica de bacias de margem divergente, formada por sequencias continentais (fase rifte), transicionais e marinhas (fase termal) (MACEDO, 1990). A Figura II.5.1.4 apresenta o esquema evolutivo das bacias marginais brasileiras indicando a característica de subsidência mecânica durante a fase rifte e subsidência térmica nas demais fases.

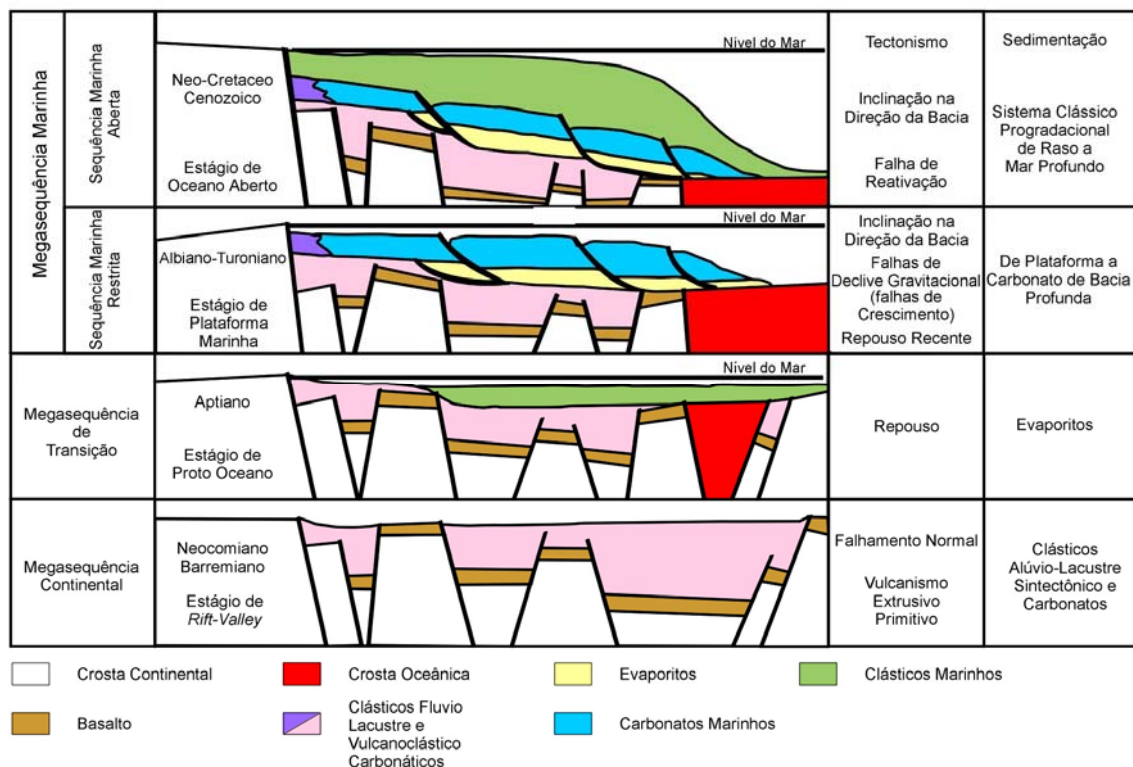


FIGURA II.5.1.4 – Esquema evolutivo das bacias marginais da costa leste brasileira.

Fonte: Modificado de BERTANI & CAROZZI (1985).

Segundo a compilação de informações de BRAUN (1971) & MILJUSH (1978), sintetizadas no Projeto REMAC, Vol. 4 (1978), o esquema evolutivo da Bacia de Santos e da área continental adjacente (Figura II.5.1.5), ilustra que a formação do domo na astenosfera se desenvolveu a partir do Permiano e atingiu sua expressão máxima no Triássico/Jurássico. Neste estágio se processou um afinamento da litosfera, tanto por atenuação na porção inferior como por erosão na superfície. Após a ruptura crustal, no Eo-Cretáceo, estabeleceu-se um desequilíbrio isostático, com excesso de massa sob a Bacia de Santos e com deficiência sob a porção continental adjacente. Os movimentos verticais opostos, descendentes na Bacia de Santos e ascendentes na região costeira adjacente, que ocorreram subsequentemente, imprimiram esforços que acabaram por suplantarem a resistência das rochas crustais, partindo-as. A presença de uma área fonte elevada, adjacente à Bacia de Santos, é documentada pelas cunhas de clásticos grosseiros, que se encontram na borda da Bacia.

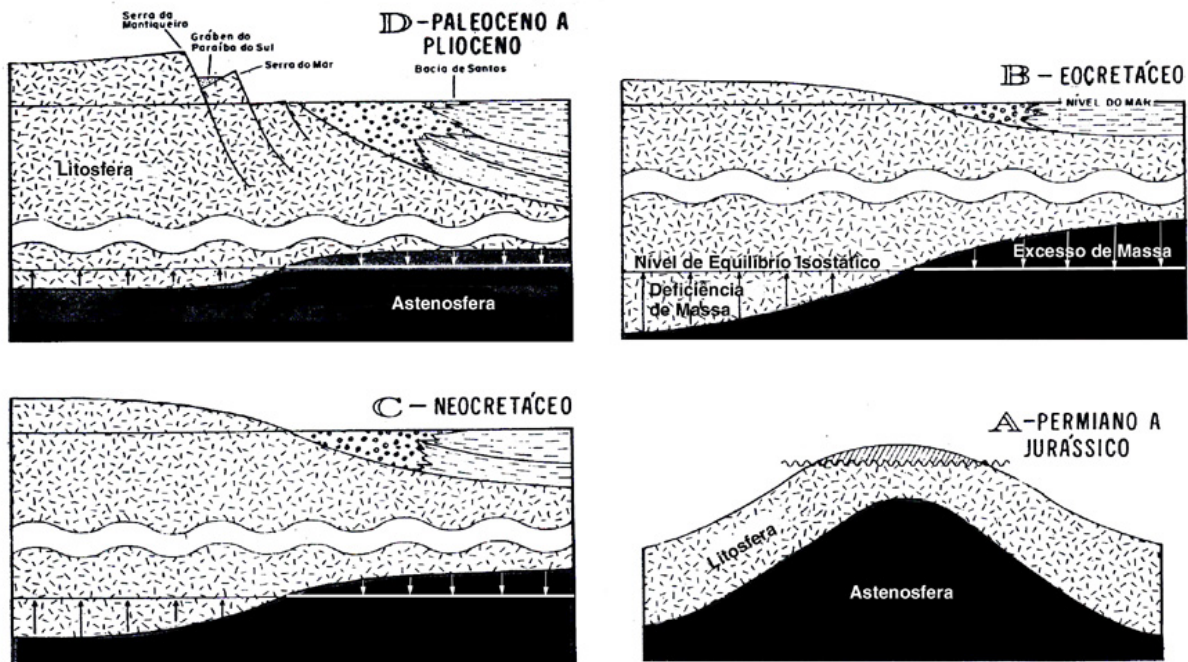


FIGURA II.5.1.5 – Esquema evolutivo da Bacia de Santos e área continental adjacente.

Fonte: Modificado de Projeto REMAC, Vol. 4 (1978).

Entre a fase de rifteamento e o início do Turoniano, a subsidência da margem oriental brasileira foi relativamente suave, e a topografia do assoalho da bacia caracterizou-se por um estilo em rampa que margeou, de forma incipiente, o Oceano Atlântico Sul. A paleo-batimetria máxima ficava na faixa de 300 a 400 m (DIAS-BRITO, 1987).

Segundo BACOCOLI & SAITO (1973) um tectonismo Cenozóico afetou a região adjacente a Bacia de Santos, provocando um escalonamento dos falhamentos e o basculamento dos blocos resultantes (Figura II.5.1.6). Formaram-se, em consequência, áreas elevadas, já modeladas pela erosão (Serra do Mar, Serra da Mantiqueira, Maciço Carioca). Na plataforma continental, é possível que a falha, ou charneira de Santos, separando a porção rasa da porção mais profunda da Bacia de Santos, tenha sido, também, resultado deste tectonismo Cenozóico.

O vulcanismo do final do Cretáceo e início do Terciário agiu como um fator auxiliar de instabilidade sobre os sedimentos da plataforma, e provocou eventos de turbidez que avançaram em direção às bacias, conforme indica a presença conspícua de turbiditos arenosos, sobrepostos a toda camada vulcânica principal. Este período de instabilidade tectônica foi responsável também por provocar grandes falhas lítricas sintéticas induzidas por movimentos de sal em águas profundas, principalmente na Bacia de Campos e falhas antitéticas na Bacia de Santos (MOHRIAK *et al.*, 1995).

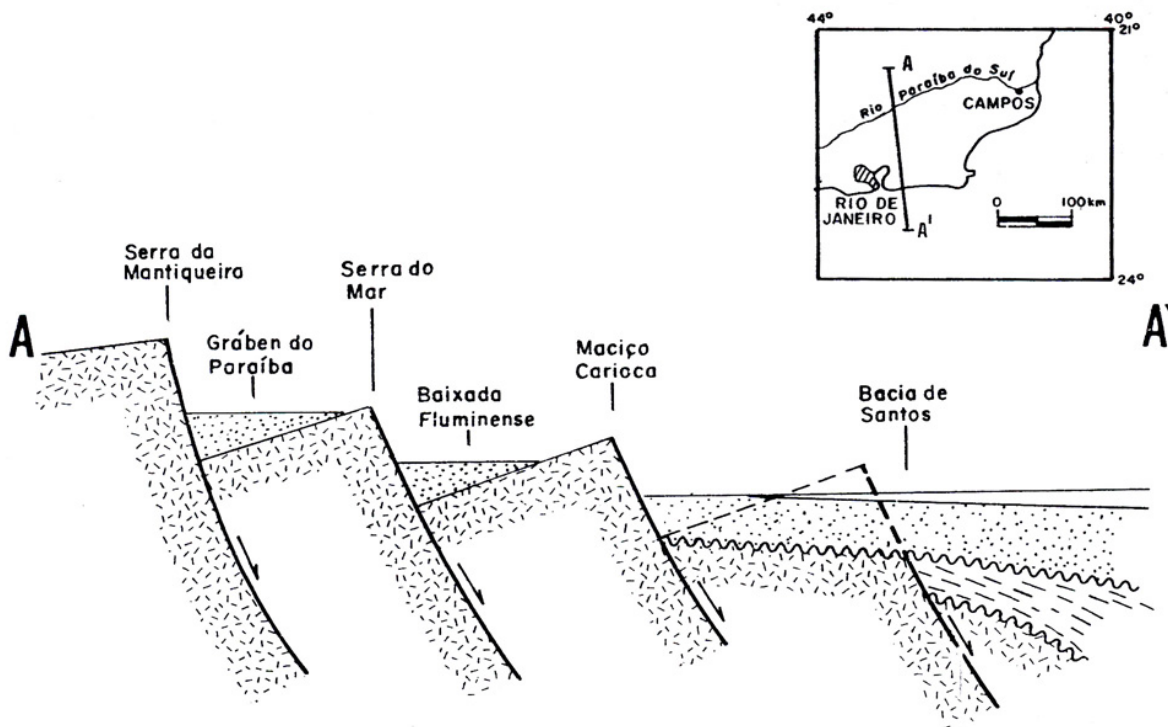


FIGURA II.5.1.6 – Perfil geológico, esquemático, sem escala, ao longo da área afetada pelo tectonismo Cenozoico.

Fonte: Modificado de BACOCOLI & SAITO (1973).

A. Arcabouço estrutural

Segundo ASMUS (1984), no arcabouço geral da margem brasileira, as falhas normais têm traços de comprimentos variáveis com máximos alcançando centenas de quilômetros. Quase todas as falhas principais correm paralelamente à linha da costa. Entretanto, as direções dos traços de falhas e as principais direções estruturais do embasamento pré-cambriano podem apresentar ou não concordância. Este mesmo autor menciona que no segmento leste da margem continental, que se estende da Bacia de Pelotas à parte sul da Bacia de Sergipe-Alagoas, os traços de falhas e as direções estruturais pré-cambrianas são paralelas.

A única feição mapeável do embasamento na Bacia de Santos, segundo PEREIRA *et al.* (1986), é a Charneira de Santos, que limita a sedimentação do Cretáceo a oeste, observando-se, a partir da mesma, apenas depósitos terciários sobre o embasamento raso. A charneira compõe-se na maior parte da bacia de segmentos NE e E-W paralelos aos principais lineamentos da faixa Pré-cambriana/Eopaleozóica adjacente.

As falhas limítrofes de direção NE/SW são indicativas de uma tendência extensional regional de direção N30-40W, associada com o adelgaçamento da litosfera continental durante o Neocomiano, que se rompeu e formou o oceano Atlântico em direção leste do sistema de rifte. Várias das feições estruturais transversais do eixo do rifte têm sido interpretadas como zona de transferência ou de acomodação, as quais poderiam estar associadas com deslocamentos horizontais ou inversão de polaridade das falhas extensionais. Este modelo de rifte parece explicar os embaixamentos do sul e do norte, junto aos dois principais deslocamentos leste-oeste da Charneira de Santos (PEREIRA *et al.*, 1986).

O arcabouço estrutural destas bacias é constituído por falhas normais, de grande extensão, paralelas à linha de costa e escalonadas do continente em direção ao oceano (Figura II.5.1.7), numa sucessão de grábens e *horsts*, com espessuras variando de 3.000 a 5.000 m. A disposição estrutural em forma de blocos escalonados para leste, preservou grandes espessuras sedimentares. Algumas destas falhas, que formam os blocos soerguidos, atingem a seção do Terciário Superior, alcançando além dos sedimentos do Pleistoceno, também o fundo oceânico. Segundo CAINELLI & MOHRIAK (1999), são, na verdade, meio grábens formados por falhas sintéticas e antitéticas durante a fase sin-rifte que são preenchidos por sedimentos flúvio-deltáicos.

Altos estruturais originados por blocos soerguidos do embasamento dispõem-se normal ou obliquamente à linha de costa, limitando bacias marginais. Os Altos de Cabo Frio, Vitória, Olivença e Maragogi separam, respectivamente, as bacias Mesozóicas/Cenozóicas de Santos e Campos, Campos e Espírito Santo, Jequitinhonha e Almada, e Sergipe-Alagoas e Pernambuco/Paraíba. Em relação às áreas submersas, a expressão estrutural dos altos restringe-se, pelos dados atuais, à área da plataforma continental, não havendo registro de continuidade no talude e no sopé continental.

Segundo CAINELLI & MOHRIAK (1998), os limites estruturais que definem a Bacia de Santos são caracterizados pela ocorrência de rochas vulcânicas intrusivas e extrusivas representadas na coluna estratigráfica. Na região de Cabo Frio existe um importante lineamento WNW-ESSE que se estende da região da crosta oceânica em direção à plataforma continental. Na parte terrestre e na plataforma este lineamento é caracterizado por um intenso magmatismo do Terciário Inferior (MISUZAKI & MOHRIAK, 1990 *apud* CAINELLI & MOHRIAK, 1998).

Grandes diápiros de sal são observados na região de águas profundas, e também na plataforma, onde almofadas de sal e diápiros que podem atingir alguns quilômetros de altura são encontrados. A tectônica halocinética foi o principal fator na modelagem pós-rifte, resultando em diversas províncias estruturais (PEREIRA *et al.*, 1986).

Falhas lítricas normais, associadas com a tectônica salífera são, também, responsáveis por um número de estruturas anticlinais associadas tanto com os carbonatos do Albino como com os depósitos siliciclásticos do Cretáceo Tardio ou Superior.

Duas Zonas de Fraturas são identificadas nos limites Sul e Norte da Bacia de Santos: Zona de Fraturas do Rio de Janeiro e Zona de Fraturas de Florianópolis (Projeto REMAC, Volume 4). A Zona de Fraturas do Rio de Janeiro é traçada com base nas pronunciadas inflexões de curvas batimétricas, em falhamentos na margem continental, onde ocorre, também, supostamente associado, vulcanismo de natureza alcalina (80 M.A.). Esta Zona de Fraturas marca o limite Norte do Platô de São Paulo. Sugere-se possível conexão desta Zona de Fraturas com uma faixa estruturada que vai de Cabo Frio até o Alinhamento do Paranapanema. O traçado deste último apóia-se no caráter retilíneo do Rio Paranapanema, que é coincidente, por sua vez, com extensões de falhas pré-Cambrianas, relativas ao Fanerozóico, com falhamentos, anomalias de mergulho das camadas, variações de espessuras em unidades estratigráficas da Bacia Paleozóica do Paraná e com ocorrências de rochas ígneas alcalinas, Mesozóicas (Ilha de São Sebastião).

A Zona de Fraturas de Florianópolis, que ocorre, aproximadamente, entre os paralelos 27° S e 28° S, pode ser reconhecida através de uma, bem marcada, alternância de cavas e cristas no relevo do fundo oceânico, desde a borda mais baixa da margem continental (44° W) até a longitude de 29° W. Assim, ela marca o limite Sul do Platô de São Paulo e, simultaneamente, o limite Norte da Elevação do Rio Grande. No Continente, na mesma faixa latitudinal de 27° S a 28° S, propõe-se o Alinhamento do Rio Uruguai, baseado no caráter retilíneo do curso desse rio, numa destacada inflexão do Rio Paraná, na ocorrência de rochas vulcânicas alcalinas, Mesozóicas (Anitápolis, 129 M.A.) e Cenozóicas (Lajes, 65 M.A.), e na variação da espessura de fácies sedimentares da Bacia do Paraná.

As principais feições estruturais da Bacia de Santos, descritas acima, encontram-se representadas no Mapa II.5.1.1.

B. Estratigrafia e sedimentação

A evolução proposta para a margem continental brasileira, tem-se aprimorado, continuamente, desde o início dos anos 70, quando ESTRELLA (1972) e ASMUS & PORTO (1972) classificaram pela primeira vez as bacias da margem no contexto das placas tectônicas. Posteriormente, ASMUS & PONTE (1973) *apud* ASMUS (1984), dividiram a evolução das bacias em quatro fases tectônicas: pré-rifte, rifte, proto-oceânica e margem continental. Esta divisão geral prevalece até os dias de hoje com algumas variações, principalmente para a nomenclatura.

PONTE *et al.* (1978) *apud* CHANG *et al.* (1990) dividem a estratigrafia geral, do Jurássico até o Cretáceo, das bacias da margem do Leste Brasileiro em cinco megassequências. São elas: continental, evaporítica transicional, plataforma carbonática rasa, transgressiva marinha e regressiva marinha. Segundo CAINELLI & MOHRIAK (1999), megassequências separadas por discordâncias erosivas estão intrinsecamente relacionadas com as principais fases evolutivas: pré-rifte, rifte e margem passiva. Esses autores estabelecem quatro megassequências, sendo elas: pré-rifte, continental, transicional e marinha. ASMUS (1980) *apud* ASMUS (1984) também menciona quatro sequências principais, depositadas em diferentes regimes tectônicos, de sedimentos que preenchem as bacias da margem continental leste brasileira.

O intervalo mais antigo, pré-rifte e rifte, engloba uma espessa sequência de rochas clásticas de origem continental, usualmente falhada em blocos, depositada antes e durante a fase de colapso do embasamento, quando um intenso processo de falhamento afetou toda a margem continental brasileira. A sequência transicional, depositada em fase de quiescência tectônica e em condições mais amenas de subsidência regional, é caracterizada por extensa sequência evaporítica. Enquanto a superior, ou sequência marinha, foi depositada durante a deriva continental.

A espessura total dos sedimentos contidos nas bacias da margem continental leste do Brasil atingem 9.000 m (ASMUS, 1984). Segundo CHANG & KOWSMANN (1984) *apud* MACEDO (1990) a Bacia de Santos comporta uma cobertura sedimentar de 8.000 m, podendo chegar a 13.000 m nos seus depocentros.

- **Megassequência continental**

Esta megassequência representa a fase rifte formada durante a distensão da crosta continental causada pelo movimento divergente entre as placas Sul Americana e Africana durante o final do Jurássico Superior/Cretáceo Superior (CAINELLI & MOHRIAK, 1999).

A megassequência continental consiste de leques aluviais e camadas vermelhas depositadas num ambiente subaéreo. As litologias associadas com esta sequência são, provavelmente, compostas por sedimentos lacustres, possivelmente intercalados com rochas vulcânicas. Segundo CAINELLI & MOHRIAK (1999) as bordas proximais do rifte eram dominadas por conglomerados aluviais e arenitos, onde clastos vulcânicos eram componentes também comuns. Nos ambientes lacustres, de condições extremamente anóxicas, foi possível a deposição de folhelhos calcários.

A partir de observações estratigráficas, MUNNE (1972) *apud* ASMUS (1984) assinala que a sequência continental se depositou segundo um sistema conjugado de leques aluviais e lagos interiores, numa bacia interior platiforme com relativa calma tectônica. Os sedimentos continentais são compostos, de forma geral para toda a margem leste, por folhelhos vermelhos com interposições de arenitos arcoseanos, recobertos por arenitos que variam de finos a conglomeráticos.

Na Bacia de Santos, essa sequência se torna rapidamente muito profunda na direção do oceano, somente ocorrendo em grandes profundidades, não sendo sequer alcançada em muitos poços perfurados (CAINELLI & MOHRIAK, 1999). A fase rifte nesta bacia encontra-se completamente submersa na plataforma continental. Esta é limitada para oeste e para norte por uma linha de charneira pré-Aptiana, que está localizada mais de 50 km *offshore*. As porções proximais são caracterizadas por uma discordância angular que, provavelmente, corresponde a uma expressão de quebra da discordância.

- **Megassequência transicional**

Esta sequência é composta por sedimentos típicos de transição entre ambientes continentais e marinhos (CHANG *et al.*, 1990). Marca a mudança na sedimentação, saindo predominantemente de lacustre na fase rifte, para lacustre e lagunar até culminar com evaporitos no topo. A sucessão litológica varia de siliciclásticos, do Aptiano Inferior, a evaporitos que vão do Aptiano Superior ao início do Albiano. Esta fase é marcada pelo fim do estiramento crustal e rifteamento da crosta continental, desaparecendo a maioria das atividades das falhas com raízes no embasamento cristalino, permanecendo, apenas, reajustes isostáticos locais ao longo de planos de falhas (CAINELLI, 1992).

Passa-se a um novo cenário tectônico, onde predomina a quiescência, com um período de erosão marcando o final da fase de rifte, expressado pela discordância angular pré-Alagoas. Foi um período de peneplanização das cristas de blocos soerguidos e rotacionados do rifte, que deixou uma pequena topografia residual. Esta discordância é facilmente visualizada em seção sísmica, pois os blocos da fase rifte são rotacionados por falhas e preenchidos com camadas inclinadas e truncadas pela discordância, às quais são superpostas por camadas subparalelas já da fase transicional (CAINELLI & MOHRIAK, 1999).

Mapas estruturais da base do sal ou da discordância angular revelam uma rampa em direção à bacia profunda, com um grande mergulho na Bacia de Santos. Este evento erosivo constitui a fonte siliciclástica de arenitos grosseiros e conglomerados depositados acima da discordância. Estas litologias dão vez a folhelhos

nas partes distais, visualizadas nas seções sísmicas como sequências menos reflexivas. Ainda no Aptiano, evaporitos das primeiras entradas marinhas foram depositados acima de rochas siliciclásticas e carbonáticas, preenchendo o alongado Golfo do Atlântico Sul.

A megassequência transicional desempenha um importante papel na geologia do petróleo da margem leste brasileira. Seu estilo estrutural em rampa e as rochas de granulometria grosseira que ficam sob o sal fazem dela a principal transportadora horizontal de petróleo originado durante a fase rifte. As atividades tectônicas do sal desempenham um papel importante na distribuição do petróleo pela megassequência marinha, controlando a migração ascendente através das falhas lítricas e a distribuição das fácies superpostas dos carbonatos e turbiditos arenosos.

Os carbonatos Albianos e também os turbiditos Albianos/Cenomanianos foram estruturados por movimentos subjacentes do sal através de almofadas e diápiros perfurantes, formando uma série de trapas estruturais e estratigráficas combinadas (FIGUEIREDO & MOHRIAK, 1984). O desenvolvimento de domos não perfurantes de sal e diápiros perfurantes é intenso na Bacia de Santos. Os carbonatos Albianos e também os turbiditos Albianos/Cenomanianos foram estruturados por movimentos subjacentes do sal através de almofadas e diápiros perfurantes, formando uma série de trapas estruturais e estratigráficas combinadas (FIGUEIREDO & MOHRIAK, 1984).

Na Bacia de Santos um estilo peculiar de tectônica salífera ocorre associada à progradação massiva de clásticos. Esta progradação de sedimentos que vai do Cretáceo Superior ao Terciário Inferior, apresenta depocentros cada vez mais novos em direção à bacia como resultado da mobilização do sal pela carga sedimentar que é controlada por falhas antitéticas que se destacam da base do sal. Isto resulta em grandes hiatos estratigráficos (CAINELLI & MOHRIAK, 1999).

- **Megassequência marinha**

A passagem da megassequência transicional evaporítica para a megassequência marinha é, em geral, gradacional, sendo marcada por discordâncias sub-regionais menores. A contínua subsidência térmica, causada pelo resfriamento e contração da litosfera em função do afastamento das placas Sul-Americana e Africana, provocou um mergulho da bacia na direção *offshore*, dissipando as barreiras de restrição do Proto-Oceano Atlântico Sul. Parte da megassequência marinha, que se estende do Albiano Inferior ao Cenomaniano Superior, é ainda marcada por instabilidade ambiental com condições hipersalinas e anóxicas. Somente próximo ao final do Turoniano começaram a prevalecer condições marinhas cada vez mais abertas, com maiores profundidades batimétricas controlando a sedimentação. Estas alterações nas condições ambientais foram usadas para subdividir a megassequência em uma supersequência marinha restrita, carbonática de águas rasas e uma supersequência marinha aberta, mais siliciclástica e inclui ambientes que atingiram profundidades batiais e abissais (CAINELLI & MOHRIAK, 1999).

Os sedimentos de mares abertos são divididos em duas seções, uma inferior, carbonática, e outra superior, predominantemente clástica. A seção carbonática é constituída por calcarenitos e calcilitos, sendo comuns as texturas oolíticas e pisolíticas. Lateralmente, em direção ao continente, os carbonatos passam gradualmente para arenitos, por vezes de granulometria grosseira; e, em direção ao oceano, mudam para fácies pelíticas. A distribuição destas fácies permite tipificar o modelo deposicional da seção como

pertencendo a um sistema carbonático de plataforma rasa-talude, com pequena contribuição clástica aportada por meio de um sistema de leques deltáicos. Segundo TIBANA *et al.* (1973), esta seção representa uma continuidade dos processos deposicionais, iniciados com as ingressões do mar, que deram lugar, no estágio anterior, aos depósitos evaporíticos ou aos sedimentos que lhes correspondem. Na seção superior predominam sedimentos clásticos, depositados contemporaneamente, desde as áreas continentais até porções de águas profundas, por sistemas deltáicos a sistemas de talude.

- **Supersequência marinha restrita**

Esta unidade estratigráfica foi também subdividida, com base em características ambientais e litológicas, em sequências nerítica, hemipelágica e profundas. A supersequência nerítica, que vai do Albiano Inferior ao Médio, foi marcada por um ambiente de alta energia em que foram depositados carbonatos de águas rasas na plataforma, cujos leitos se interligaram a leques deltáicos siliciclásticos nas partes proximais à costa. Estão superpostas a ela sequências hemipelágica e batial, que vão do Albiano Superior ao Turoniano que representam o alargamento da plataforma e foram contemporâneas a um evento anóxico de amplitude global (Turoniano). Estas sequências mais jovens compõem-se de calcilitos, margas e turbiditos arenosos depositados em condições profundas, de neríticas a batiais (ESTEVES *et al.*, 1987; GUARDADO & SPADINI, 1987 e GUARDADO *et al.*, 1989).

A sequência nerítica carbonática, depositada do Albiano Inferior ao Médio, constitui a base da supersequência Marinha Restrita. É formada por rochas carbonáticas de águas rasas (principalmente calcarenitos e dolomitos) incluídos na Formação Guarujá. Estas rochas têm sido estudadas mais intensamente nas Bacias de Campos e Santos porque são reservatórios produtores em muitos campos de petróleo.

Podendo chegar a mais de 1.000 m de espessura (CAINELLI & MOHRIAK, 1999), esta sequência é composta principalmente por calcarenitos e dolomitos, desenvolvidos em clima seco e de pequenas profundidades, com batimetria inferior a 200 m, ambientes, portanto hipersalinos e de fundo oxigenado (KOUTSOUKOS, 1984 e AZEVEDO *et al.*, 1987). Estas condições ambientais, predominantes, somente permitiram o desenvolvimento de uma biota rala e de baixa diversidade. Foraminíferos, palinórfos, nanoplâncton calcário, restos de equinóides, ostracodes e calciseferulídeos bentônicos e planctônicos são raros nesta seção.

As sequências hemipelágica e profunda, depositadas entre o Albiano Superior e o Turoniano, representam o fim dos carbonatos cretácicos de águas rasas na margem brasileira, culminando na deposição de folhelhos pretos ricos em matéria orgânica, relacionada a um evento anóxico mundial ocorrido no Cenomaniano/Turoniano. Estas sequências alcançam de 100 a 600 m, chegando a maiores valores na região mais profunda. São formadas por calcilitos intercalados com margas e folhelhos. Arenitos turbidíticos distribuem-se ao longo dessas sequências, indicando a descida do nível do mar em relação ao nível mais alto que prevalecia anteriormente (CAINELLI & MOHRIAK, 1999).

A passagem da sequência nerítica para hemipelágica, que ocorreu ao final do Albiano, foi registrada dentro de uma sequência de calcilitos por uma camada anormalmente rica em glauconita e fosforita, que é identificada nos registros elétricos por um pico de raio gama. Ela representa uma superfície de condensação e

um aumento na profundidade da água, estimado em 50 m (baseado em foraminíferos bentônicos) para toda a margem continental brasileira (KOUTSOUKOS *et al.*, 1987).

No início do Turoniano (sequência profunda), estratos siliciclásticos foram depositados em condições anóxicas, em lâminas d'água que variam de 200 a 300 m, compondo a sequência profunda (GUARDADO *et al.*, 1989).

Ao longo das bacias marginais da costa leste brasileira, o limite superior da supersequência marinha restrita é marcado por uma discordância erosiva originada pelo início de um evento tectônico intraplaca. Ele se manifesta em mudanças conspícuas no fundo das bacias, na topografia das bordas e em mudanças drásticas no histórico de deposição (PEREIRA, 1992 *apud* CAINELLI & MOHRIAK, 1998).

- **Supersequência marinha aberta**

No final do Turoniano, em resposta ao espriamento do assoalho oceânico do Atlântico Sul, que então se alargava, este se tornou totalmente interligado com os oceanos Atlântico Norte e Índico. A supersequência marinha aberta marca a fase verdadeiramente oceânica de depósito nas bacias orientais brasileiras, caracterizada por relativa estabilidade ambiental e uma maior diversificação biológica. Estudos paleobatimétricos e paleo-geográficos conduzidos por KOUTSOUKOS (1984) & AZEVEDO *et al.* (1987) mostraram que a paleo-batimetria atingiu valores em torno de 1.000 a 2.000 m na plataforma atual.

Na Bacia de Santos, a grande quantidade de sedimentos provenientes da Serra do Mar excedeu o espaço de acomodação criado na estabilidade do nível do mar, gerando uma seção progradante, depositada, principalmente, durante o intervalo Campaniano/Maastrichtiano (PEREIRA *et al.*, 1986; PEREIRA & FEIJÓ, 1994). A seção progradante formada por depósitos continentais oxidados e depósitos flúvio/deltáicos das Formações Santos/Juréia, avançaram dezenas de quilômetros através da plataforma atual, em direção à bacia.

Durante o Terciário, o gradual resfriamento da crosta continental (progressivamente mais distante da Cordilheira Mesoatlântica) provocou crescente subsidência, enquanto a área continental era rejuvenescida, provavelmente, devido à crescente rigidez flexural e a carga sedimentar (CAINELLI, 1992). Uma margem mista clástica-carbonática foi estabelecida, com os arenitos da costa e da plataforma avançando cada vez mais em direção à bacia, enquanto os carbonatos ficavam restritos ao longo da plataforma. Dependendo da intensidade do fluxo de clásticos, um estilo mais progradante ou agradacional foi estabelecido, com maior ou menor presença de carbonatos da borda da plataforma.

Interrompendo este cenário, um evento transgressivo curto, mas de extrema importância, ocorrido durante o Oligoceno, resultou na formação de uma fina seção condensada de calcilutitos pelágicos e fossilíferos de ocorrência regional. O Oligoceno foi o primeiro período tectonicamente estável após as reativações que se iniciaram durante o Cretáceo superior e que ficaram ativos até a época do Eoceno. Este evento tectônico envolveu falhas, magmatismo do início do Terciário e formação de bacias tafrogênicas em terra, incluindo os grábens de Taubaté, Resende, Itaboraí e Barra de São João (MOHRIAK & BARROS, 1990).

Os arenitos turbidíticos mais antigos do Eoceno são controlados por vales e cânions sin-deposicionais formados pelo movimento halocinético, sendo, por isso, restritos lateralmente, embora espessos. Já os mais novos, devido ao contínuo preenchimento destas depressões, têm maior extensão lateral.

O mecanismo primário de modificação estrutural foi a atividade tectônica do sal causada, principalmente, pela carga sedimentar. A migração de depocentros sedimentares causada por períodos de rebaixamento do nível relativo do mar e, associada aos movimentos do sal subjacente, resultou em instabilidade de áreas inteiras da plataforma e talude, provocando a transferência de enormes volumes de sedimentos em direção às bacias, tais como fluxos de massas de depósitos gravitacionais, principalmente de arenitos.

A cada episódio de movimento significativo do sal nas áreas da plataforma e do talude, corresponde uma superfície erosiva generalizada (limite de sequência), que foi precedida por um importante período de progradação, relativamente estável, de sedimentos de águas rasas em direção à bacia (PERES, 1993).

Os limites de sequências são caracterizados pela presença de falhas lítricas, pela erosão em grandes extensões da plataforma e formação de cânions submarinos, com o concomitante desenvolvimento de turbiditos no sopé do talude continental e nas partes mais profundas da bacia.

Mais tarde, a alta taxa de sedimentação durante o Mioceno provocou a cobertura deste complexo turbidítico do Oligoceno com mais de 1.000 m de sedimentos pelíticos. Isto acarretou, pela sobrecarga, renovada movimentação de camadas de sal, com o desenvolvimento de expressivas falhas lítricas que estruturaram os turbiditos do Oligoceno e criaram passagens para migração ascendente do petróleo.

Na Bacia de Santos, grandes sistemas turbidíticos podem ser identificados em linhas sísmicas. Alguns destes já foram testados, e resultaram em descobertas de óleos pesados em bons reservatórios ou óleos leves em reservatórios pobres dificultando a viabilidade econômica nos mesmos.

Pela estratigrafia de sequências PEREIRA & FEIJÓ (1994) reconhecem na Bacia de Santos fases distintas de evolução tectônica: rifte e margem passiva, separadas por um período de transição. A coluna estratigráfica da Bacia de Santos inclui uma fase rifte apresentando rochas vulcânicas cretácicas, uma fase transicional com espessos evaporitos, uma fase de margem passiva, caracterizada por carbonatos do Albiano, e uma sucessão siliciclástica muito espessa no Cretáceo Superior. Episódios vulcânicos estão registrados no Cretáceo Superior e Terciário Inferior, particularmente na região de Cabo Frio. MOREIRA *et al.* (2007) identificou três supersequências, sendo elas a Rifte, Pós-rifte (transicional) e Drifte (margem passiva), explicitadas na Figura II.5.1.8.

A Sequência Rifte teve sua primeira unidade mapeada como sendo equivalente aos derrames basálticos, Neocomianos da Formação Camboriú. Com a diminuição da atividade vulcânica, os grandes espaços criados pelos falhamentos inerentes à tafrogenia foram preenchidos pelos leques aluviais continentais Barremianos da Formação Guaratiba. A transição do rifte para o estágio marinho está materializada pela unidade equivalente aos evaporitos Ariri, de idade Alagoas.

A Sequência da Margem Passiva apresenta conspícuas discordâncias mapeáveis em seções sísmicas, que permitem o reconhecimento de onze unidades nesta fase, o que confere à Bacia de Santos importante papel paragnático na subdivisão estratigráfica das rochas sedimentares Cretáceas e Terciárias da costa brasileira.

A sequência do Albiano inferior reúne a parte inferior dos leques aluviais Florianópolis e os carbonatos Guarujá, de idade Eo-Meso-Albiana e depositados em ambiente marinho raso, de alta energia. A sequência superior a esta congrega a parte superior dos leques aluviais Florianópolis e os pelitos Itanhaém de idade Neo-Albiana. Este conjunto dispõe-se em *onlap* sobre o anterior, retratando uma transgressão que se reflete em ambiente marinho de menor energia.

O conjunto das Formações Santos, Juréia e Itajaí-Açu compõe um sistema costeiro-plataforma-talude, de caráter inicialmente progradante e, posteriormente retrogradante, contendo discordâncias que levam à individualização das sequências Cenomaniana, Turoniana/Coniaciana, Eo-Campaniana, Neo-Campaniana e Maastrichtiana.

As Formações Iguape e Marambaia formam um conjunto plataforma-talude-bacia, em geral transgressivo, com discordâncias que separam as sequências Paleocênicas, Eocênicas/Eo-Oligocênicas, Neo-Oligocênicas/Eo-Miocênicas e Neo-Miocênicas/Holocênicas.

A estratigrafia e o estilo estrutural da Bacia estão presentes nas duas seções geológicas (Figura II.5.1.7), da plataforma em direção à região profunda. Já a Figura II.5.1.8 apresenta a carta estratigráfica da Bacia de Santos.

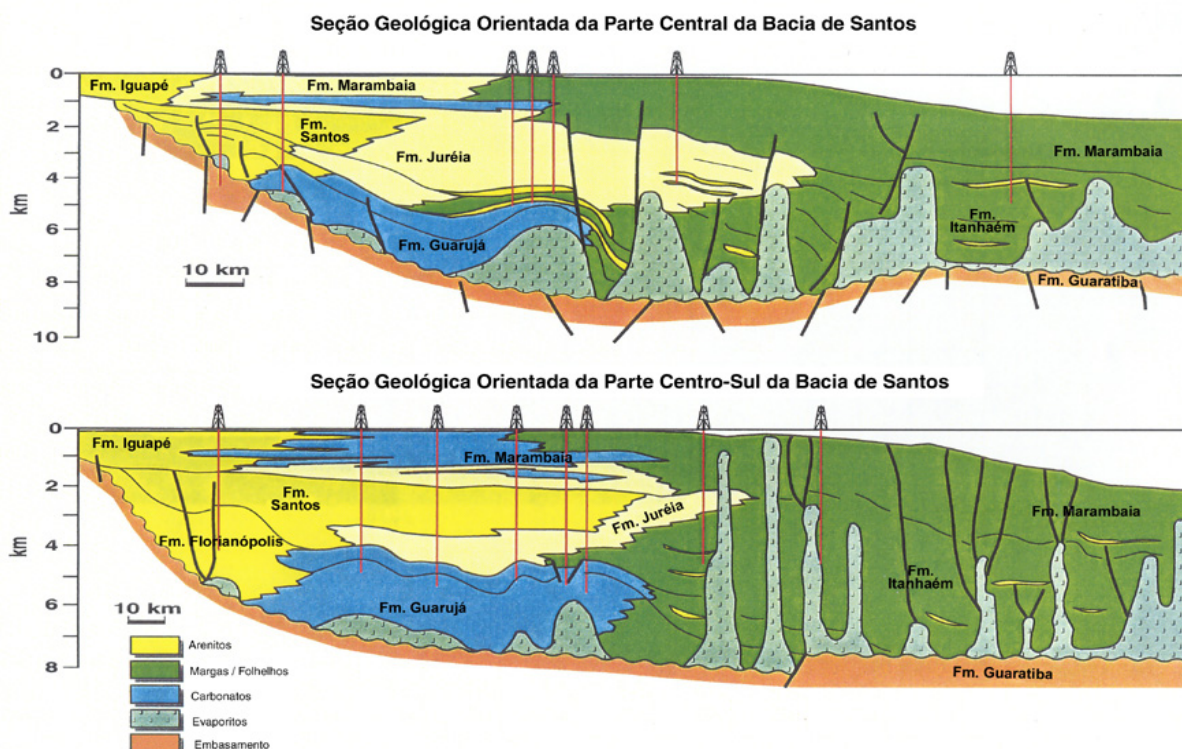


FIGURA II.5.1.7 – Seções geológicas esquemáticas da Bacia de Santos, transversais à linha de costa, divididos entre a parte central e centro sul. É possível identificar a presença das formações: Fm. Iguapé, Fm. Marambaia, Fm. Santos, Fm. Juréia, Fm. Guarujá, Fm. Itanhaém e Fm. Guaratiba.

Fonte: Modificado de CAINELLI & CAMINATTI (1994).

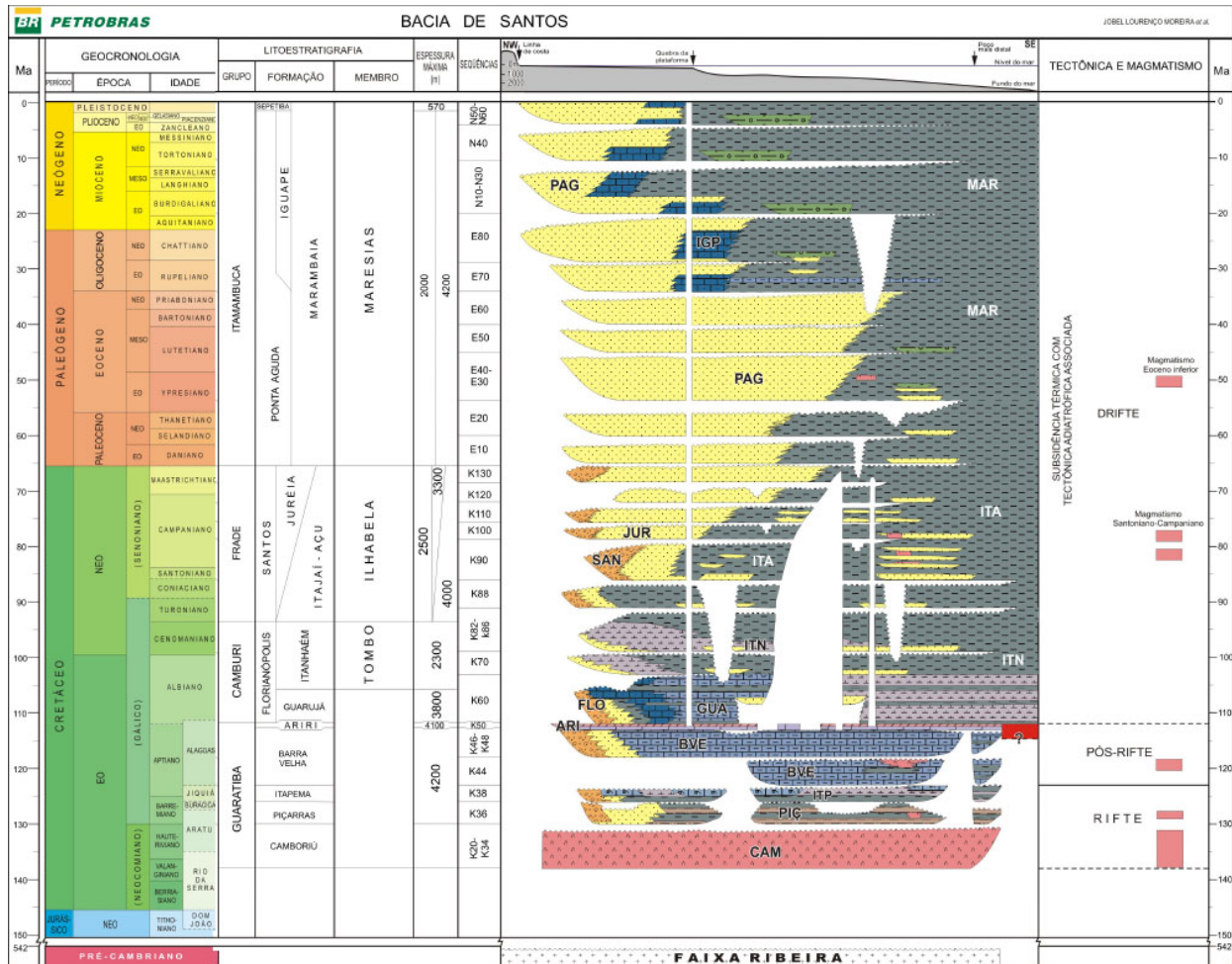


FIGURA II.5.1.8 – Carta estratigráfica da Bacia de Santos, indicando as principais estruturas cronoestratigráficas e seqüências deposicionais.

Fonte: Modificado de Moreira *et al.* (2007)

MOREIRA *et al.* (2007) estudou a litoestratigrafia da Bacia de Santos, visando atualizar o conhecimento sobre o arcabouço litoestratigráfico com foco nas seqüências deposicionais. Assim sendo, serão apresentadas as seqüências identificadas por estes autores do mais antigo ao mais recente.

- Embasamento: composto por granitos e gnaisses do pré-cambriano. Esta seqüência engloba as rochas do Complexo Costeiro e os metassedimentos da Faixa Ribeira.
- Seqüência K20-K34: composta por derrames basálticos do Eocretáceo sotopostos ao preenchimento sedimentar. Compreende basalto cinza-escuro correspondente a Formação Camboriú.
- Seqüência K36: corresponde litoestratigraficamente à Formação Piçarras, sendo composta por leques aluviais de conglomerados e arenitos polimíticos. Também ocorrem arenitos, siltitos e folhelhos nas porções lacustres.
- Seqüência K38: corresponde a Formação Itapema (Grupo Guaratiba), englobando intercalações de calcirruditos (fragmentos de conchas e pelecípodes) e folhelhos escuros. As fácies mais proximais apresentam conglomerados e arenitos.

- Sequência K44: corresponde a Formação Barra Velha (Grupo Guaratiba), composto por calcários microbiais, estromatólitos e lamitos, com folhelhos nas regiões mais distais. Também ocorrem *grainstone* e *packstones* de fragmentos de estromatólitos e bioclásticos (ostracodes) associados.
- Sequência K46-K48: corresponde a porção superior da Formação Barra Velha (Grupo Guaratiba) sendo caracterizado pela presença de calcários microbiais intercalados a folhelhos. As regiões proximais são compostos por leques aluviais de arenitos e conglomerados.
- Sequência K50: corresponde aos evaporitos da Formação Ariri, compostos por halita e anidrita. Contudo, ocorrem a presença de sais mais solúveis como a taquidrita, carnalita e silvinita, mais localmente.
- Sequência K60: composta pela parte inferior da Formação Florianópolis, Formação Guarujá e Formação Itanhaém (região mais basal). A Fm. Florianópolis é constituída de conglomerados, arenitos e folhelhos associados a leques aluviais e deltaicos. A Fm. Guarujá engloba folhelhos e calcilutitos (sistema lagunar), além de calcirruditos e calcarenitos oolíticos/oncolíticos (banco raso de borda de plataforma). Em região de plataforma externa ocorrem calcilutitos e margas granado intercalados com folhelhos escuros.
- Sequência K70: correspondem a Formação Florianópolis (nas áreas mais proximais), Formação Itanhaém nas áreas distais e ao Membro Tombo. A Fm. Florianópolis abrange arenitos e folhelhos associados a sistemas de leques aluviais e deltaicos. A Fm. Itanhaém corresponde a folhelhos e margas de origem marinha, embora este último seja mais raro. O Membro Tombo ocorre de maneira intercalado com a Fm. Itanhaém, sendo composto por depósitos arenosos com origem em fluxos gravitacionais densos.
- Sequência K82-K86: corresponde aos grupos Camburi e Frade. São compostos por depósitos areníticos (conglomerados avermelhados de origem continental) da Fm. Florianópolis e Fm. Santos. A Fm. Juréia abriga sedimentos arenosos, folhelhos, siltitos e argilosos, podendo ocorrer coquinas e calcilutitos intercalados. A Fm. Itanhaém compreende sedimentos finos com uma concentração carbonática maior em sua seção basal.
- Sequência K88: abriga a Formação Santos, Formação Juréia e a Formação Itajaí-Açu, além do Membro Ilhabela. As rochas da Fm. Juréia correspondem a sedimentos arenosos folhelhos, siltitos e argilitos.
- Sequência K90: engloba a Fm. Juréia (sedimentos arenosos, siltitos e folhelhos) e a Fm. Itajaí-Açu, que corresponde a depósitos siltico-argilosos nas regiões mais distais.
- Sequência K100: é representado por sedimentos siliciclásticos do Campaniano. Compreende conglomerados continentais da Fm. Santos, interdigitados com arenitos continentais da Fm. Jurpeia, sendo alternados gradualmente a sedimentos pelíticos, siltitos e folhelhos, diamictitos e margas depositados nas regiões de plataforma distal, talude e bacia. Também ocorrem arenitos provenientes de fluxos turbidíticos densos da Fm. Ilhabela.
- Sequência K110: corresponde aos conglomerados continentais (Fm. Santos), aos arenitos de plataforma e continentais da Fm. Juréia e aos folhelhos, siltitos e diamictitos da Fm. Itajaí-Açu. Também ocorrem arenitos provenientes de fluxos turbidíticos densos da Fm. Ilhabela.
- Sequência K120: apresentam condutos de cânions, que abrigam depósitos pelíticos. Além disso, ocorrem depósitos conglomeráticos ricos em material carbonático e areias da Fm. Ilhabela.

- Sequência K130: composto por arenitos do Membro Ilhabela, sendo que nas regiões mais distais ocorrem siltitos, folhelhos, diamictitos e margas da Fm. Itajaí-Açu. Arenitos da Fm. Juréia e conglomerados da Fm. Santos ocorrem nas áreas proximais.
- Sequência E10: composto por Rochas do Grupo Itamambuca, que se subdivide em Formação Ponta Aguda (arenitos avermelhados) e Formação Marambaia (siltitos, folhelhos, diamictitos e margas). A Fm. Marambaia, entretanto, é cortada por cânions.
- Sequência E20: as rochas dessa sequência são compostas por arenitos avermelhados da Fm. Ponta Aguda, siltitos, folhelhos, diamictitos e margas da Fm. Marambaia, sendo que esta também é costada por cânions expressivos.
- Sequência E30-E40: composto por arenitos da Fm. Ponta Aguda, siltitos, folhelhos e diamictitos da Fm. Marambaia, sendo intercalados por arenitos de escorregamentos do Membro Maresias. Também ocorrem corpos vulcânicos intrusivos sob a forma de soleiras de diabásio.
- Sequência E50: composto por arenitos da Fm. Ponta Aguda, siltitos, folhelhos e diamictitos da Fm. Marambaia, sendo intercalados por arenitos de escorregamentos do Membro Maresias.
- Sequência E60: composta por arenitos provenientes de fluxos turbidíticos densos (Membro Maresias). Mas regiões distais ocorrem folhelhos e diamictitos da Fm. Marambaia e arenitos continentais da Fm. Ponta Aguda.
- Sequência E70: As rochas desta sequência são compostas por arenitos de fluxos turbidíticos densos do Membro Maresias. Na plataforma distal talude e bacia ocorrem siltitos, folhelhos, diamictitos e margas (Fm. Marambaia). Também ocorrem calcarenitos e calcirruditos da Formação Iguape, próximas a quebra da plataforma. Nas regiões proximais ocorrem arenitos costeiros da Fm. Ponta Aguda.
- Sequência E80: Nesta sequência ocorrem espessos corpos de diamictitos nas regiões de talude e bacia. Também ocorrem arenitos do Membro Maresias, folhelhos, siltitos, diamictitos e margas da Fm. Marambaia. Nas porções proximais ocorrem os arenitos plataformais da Fm. Ponta Aguda.
- Sequência N10-N30: composto por arenitos (Membro Maresias), siltitos, folhelhos, diamictitos e margas (Fm. Marambaia). Regiões proximais compostas por arenitos plataformais da Fm. Ponta Aguda. Próximos à quebra da plataforma ocorrem calcarenitos e calcirruditos de bancos algálicos do Membro Iguape.
- Sequência N40: composto por sedimentos avermelhados de origem aluvial e costeira (Fm. Ponta Aguda), calcarenitos calcirruditos bioclásticos intercalados com argilitos cinza-esverdeados, siltitos e margas. A Fm. Marambaia é composta por folhelhos cinzentos e margas cinza-clara. Essa formação abriga grande quantidade de fluxos de detritos (brechas de folhelhos e diamictitos).
- Sequência N50-N60: composta pela presença de arenitos cinza-esbranquiçados de granulometria grossa e fina, coquinas de moluscos, briozóários e foraminíferos (Formação Sepetiba). No talude predominam sedimentos lamosos cortados por cânions preenchidos por sedimentos lamosos ou arenosos. Na região da bacia são predominantes as lamelas e diamictitos de águas profundas (Fm. Marambaia) e arenitos turbidíticos da Fm. Maresias.

De acordo com PONTE & ASMUS (1978) é possível apresentar um quadro sumário dos ambientes deposicionais na sucessão estratigráfica ao longo da margem continental brasileira. Na Bacia de Santos, a presença de uma cunha de sedimentos continentais (conglomerados areno-argilosos), do Albiano ao Oligoceno é indicativo da persistência de um alto no embasamento adjacente à bacia (Figura II.5.1.9).

A Carta Estratigráfica formal para a Bacia de Santos encontra-se no Anexo A.

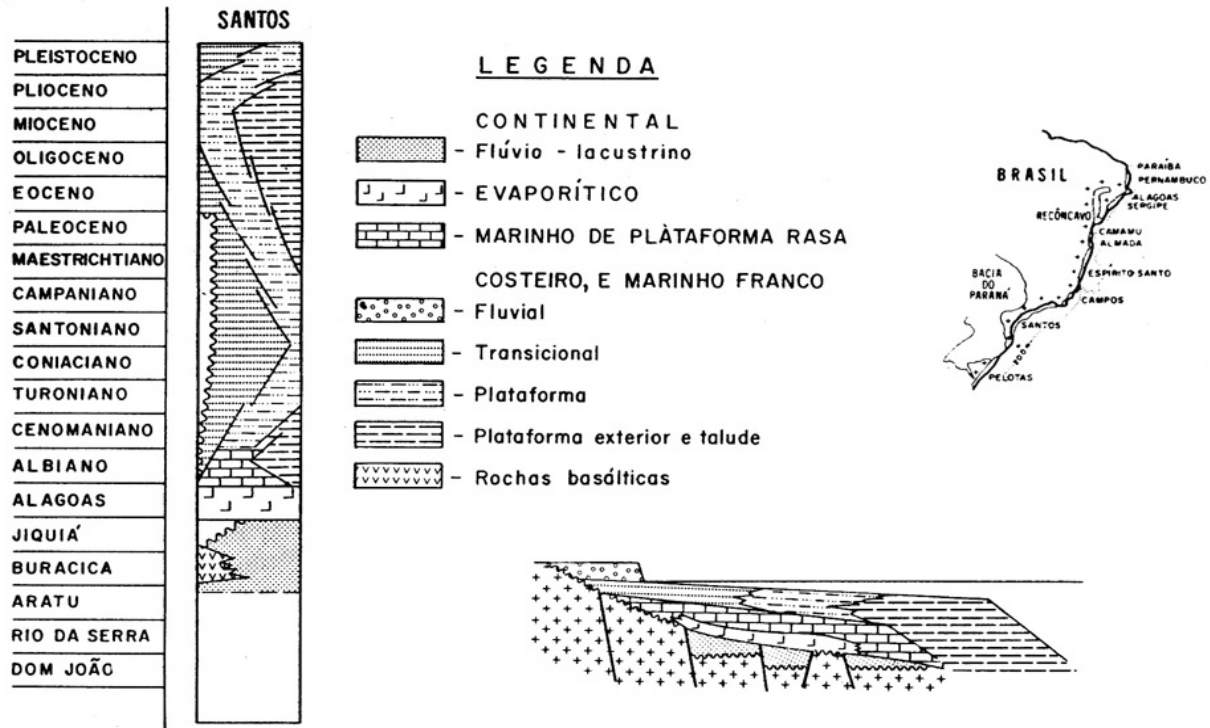


FIGURA II.5.1.9 – Quadro sumário dos ambientes deposicionais da Bacia de Santos. A presença de uma cunha de sedimentos continentais é indicativo de um alto no embasamento adjacente à bacia.

Fonte: Modificado de PONTE & ASMUS (1978).

C. Fisiografia da região oceânica

A região oceânica adjacente à costa brasileira apresenta três domínios fisiográficos, segundo a nomenclatura proposta por HEEZEN *et al.* (1959) *apud* PALMA (1984): (i) Margem Continental; (ii) Fundo da Bacia Oceânica e (iii) Cordilheira Mesoatlântica.

Geograficamente existem três grandes setores: Norte ou Equatorial, indo do cabo Orange à cadeia de Fernando de Noronha; Nordeste-Leste – entre Fernando de Noronha e a cadeia Vitória-Trindade; e Sudeste-Sul – da cadeia Vitória-Trindade ao extremo sul brasileiro (PALMA, 1984), setor no qual se encontra a Bacia de Santos. As estruturas geomorfológicas observadas na margem continental sudeste brasileira encontram-se representadas na Figura II.5.1.10.

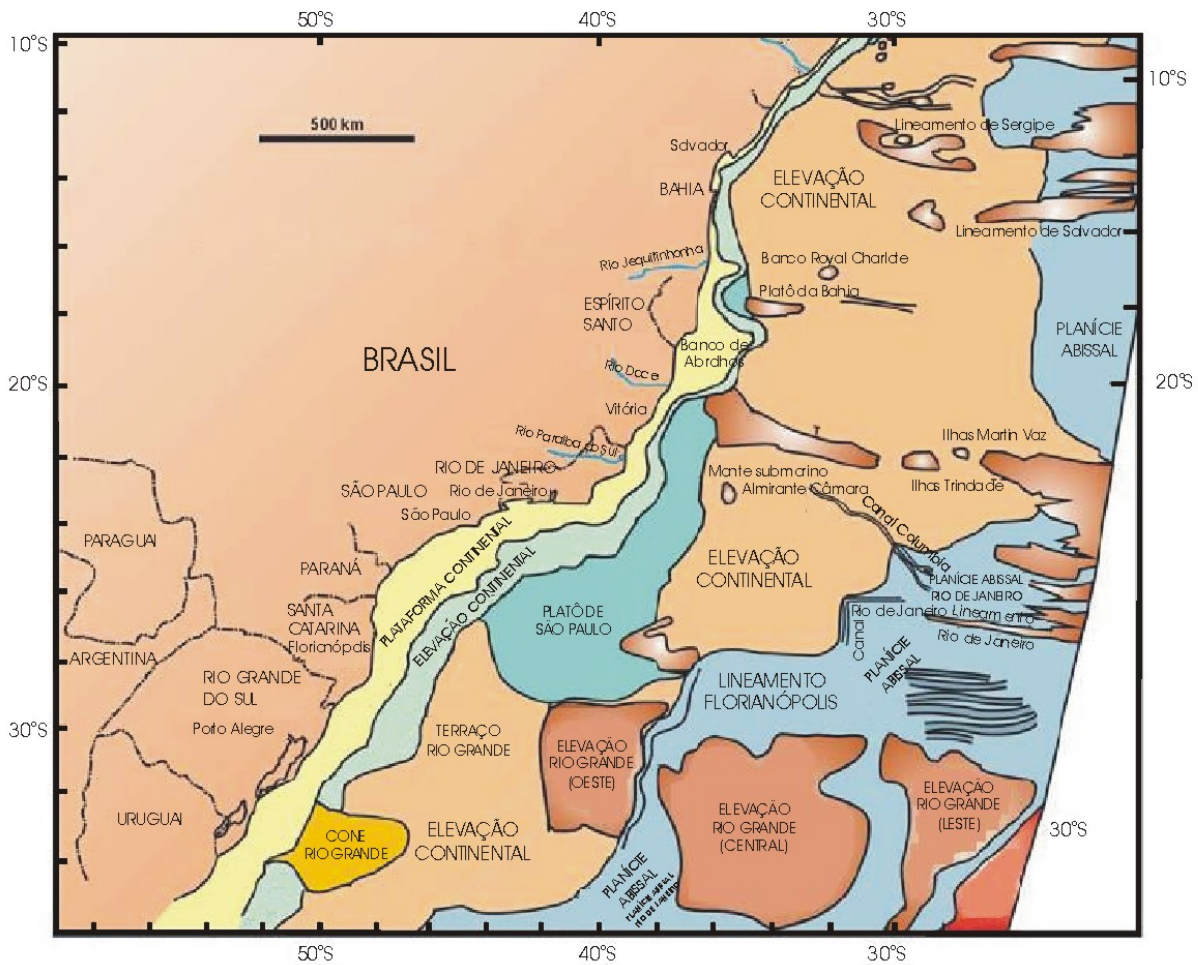


FIGURA II.5.1.10 – Principais estruturas geomorfológicas da margem continental sudeste brasileira, sobre os principais domínios fisiográficos: Margem Continental; Fundo da Bacia Oceânica e Cordilheira Mesoatlântica.

Fonte: Modificado de PALMA (1984).

- **Margem Continental**

É representada pela transição entre a parte emersa do continente e o fundo abissal, incluindo três províncias bem desenvolvidas: plataforma continental, talude e sopé, que são recobertos basicamente por sedimentos terrígenos. Segundo PENHA (1994), as margens continentais podem ser divididas em dois tipos: Margem Continental Ativa e Margem Continental Passiva. A primeira é caracterizada pela presença de uma região de subducção com intensa atividade sísmica, já a segunda é marcada por uma junção mais firme da placa continental e oceânica, limitando a atividade tectônica. Os sismos em margens passivas estão mais associados a fenômenos locais de fraturamento ou acomodação de sedimentos. A fisiografia da margem continental do setor Sudeste-Sul, que apresenta plataforma continental, talude e sopé bem desenvolvidos em toda sua extensão, caracteriza esta margem como do tipo passiva ou do tipo Atlântico.

- **Plataforma Continental**

A plataforma continental constitui uma planície de largura variável, de declividade suave, que se estende da face de praia até o limite com o talude continental, marcado por uma linha de brusco aumento de declividade. Ela pode ser dividida em quatro zonas: interna, média, externa e quebra de plataforma (WRIGHT, 1995). Segundo este autor, a plataforma interna é a zona mais próxima do continente, que abrange da face de praia até 30 m de profundidade. Essa região é marcada por processos hidrodinâmicos rasos, tendo a sua configuração geomorfológica e distribuição sedimentar controlada pelas ondas que incidem sobre a costa. A plataforma média varia de 30 m a 100 m de profundidade e tem o seu relevo e sedimentos regulados por eventos de maior intensidade, como ondas de tempestade.

Já a plataforma externa está situada entre 100 m e aproximadamente 200 m de profundidade e tem sua morfologia e sedimentos regulados por correntes geostróficas ou herança de paleoambientes relativos a períodos de nível do mar mais baixo. A quebra da plataforma é o seu limite externo e atua como zona de transição entre os ambientes com influência continental e oceânica. Essa zona é marcada pelo aumento abrupto no gradiente de declividade (WRIGHT, 1995).

As plataformas de margem passiva possuem subsidência térmica ou através de fraturas em direção ao continente (SWIFTÞE,1991). A subsidência térmica ou termal é o rebaixamento do depocentro de uma bacia causado pelo resfriamento da crosta e conseqüente aumento da densidade das rochas que compõe o embasamento. Esse processo aumenta o espaço disponível para a acumulação de sedimentos (ROYDEN, 1986). No setor Sudeste-Sul a largura da plataforma pode atingir 200 km, e a quebra da plataforma ocorre a uma profundidade que varia entre 100 e 200 m. Neste setor a deposição contínua de sedimentos provindos do continente e a subsidência associada originaram uma espessa seqüência de sedimentos progradantes na plataforma externa e talude adjacente. Este processo resultou em uma plataforma larga com a borda relativamente profunda com suave transição para o talude continental.

Outro fator importante na configuração da plataforma continental foram as variações no nível relativo do mar, ocorridos na história geológica (ROCHA-CAMPOS & SANTOS, 2000). Segundo estes autores, as mudanças no nível do mar foram causadas por variações na incidência da radiação solar, mudanças na composição química da atmosfera e alterações na paleogeografia (como a posição e o tamanho das bacias oceânicas). Durante o máximo regressivo, há 18.000 anos, o nível do mar caiu de mais de 100 m em relação ao atual (PONÇANO, 1976 *apud* MAHIQUES *et al.*, 1989) e grande parte da área que hoje constitui a plataforma continental estava emersa, recebendo sedimentos de ambientes de planície costeira. Bancos de areia transversais têm sido interpretados como produtos do recuo da costa, combinado com a ação das correntes oceânicas durante a transgressão holocênica (KOWSMANN & COSTA, 1979).

- **Talude Continental**

O talude continental constitui uma encosta, em geral estreita, que se inclina na borda da plataforma até profundidades variáveis entre 1.600 e 3.600 m na região leste e entre 2.000 e 3.200 m na região sul. O relevo do talude caracteriza-se por uma inclinação acentuada na porção superior (4° a 12°), que se atenua na parte inferior (1,5° a 2°). Entretanto as inclinações do talude variam, regionalmente, em função das diferenças no regime de sedimentação e por feições estruturais específicas.

No setor Sudeste-Sul ZEMBRUSCKI (1979), classifica o talude como típico de área de progradação, com perfil convexo e camadas sub-horizontais, planas e concordantes com a superfície da plataforma, com mergulho suave, também concordante com o talude pouco inclinado; os limites com a plataforma e o sopé são relativamente suaves. No setor Cabo Frio – São Sebastião, a Plataforma é bastante profunda (180-200 m) e as curvas batimétricas acompanham de modo geral a configuração do litoral (NE-SW). O talude continental é o menos íngreme (aproximadamente 1°) e o mais extenso, atingindo 160 km de largura e profundidade da ordem de 2.200 m.

- **Platôs e Terraços Marginais**

Os declives relativamente acentuados do talude continental apresentam, em alguns trechos, níveis menos inclinados e até sub-horizontais que formam os platôs marginais ou, quando de menor extensão, os terraços marginais. Na margem continental brasileira destacam-se os platôs do Rio Grande do Norte, de Pernambuco e de São Paulo e os terraços do Ceará e do Rio Grande.

No setor Sudeste-Sul, o Platô de São Paulo se estende por cerca de 1.000 km desde o sul da cadeia Vitória-Trindade até a dorsal de São Paulo, com largura que cresce, no mesmo sentido, de 125 até 550 km. Seu limite superior com o talude continental situa-se a profundidades em torno de 1.600 a 2.900 m e sua borda externa está entre cerca de 3.000 e 3.300 m abaixo do nível do mar.

A estruturação do platô de São Paulo é grandemente controlada por deformações halocinéticas de uma extensa sequência evaporítica do Cretáceo Inferior. O limite externo desta área de diapirismo coincide com o limite inferior da porção do platô, situada a norte da latitude de Santos. A sul desta latitude, o limite externo da área de halocinese forma uma escarpa que individualiza duas superfícies situadas a níveis topográficos distintos. Além disso, onde ascendem até posições bem rasas, os domos salinos originam relevo fortemente ondulado ou formam pequenos terraços com bordas relativamente escarpadas.

- **Elevação Continental**

A elevação continental, ou sopé, província fisiográfica mais extensa da margem continental brasileira, é constituída pela superfície de uma cunha de sedimentos que se inclina desde a base do talude continental até profundidades abissais. Esta cunha resulta, predominantemente, da deposição de material terrígeno e da plataforma, transportados por fluxos gravitacionais de massa (desmoronamentos, deslizamentos e correntes de turbidez) que se iniciam de preferência no talude continental.

Seu limite com o talude é, em geral, bem definido por uma nítida diminuição de gradiente de inclinação, e a passagem para o fundo da bacia oceânica é marcada por outro decréscimo da inclinação para gradientes regionais menores que 1:1.000 característicos do fundo abissal.

No setor Sudeste-Sul, o sopé continental é dividido em duas porções por uma área de relevo complexo, constituído pela larga porção sul do Platô de São Paulo, pelos montes submarinos de Jean Charcot e pela porção oeste da elevação do Rio Grande.

- **Elevações Oceânicas, Colinas e Montes Submarinos**

O relevo modelado por processos sedimentares, que domina nas províncias da margem continental e nas planícies abissais, é interrompido em algumas áreas por altos topográficos de origem ígnea.

A dorsal de São Paulo (KUMAR *et al.*, 1977 *apud* PALMA, 1984), um importante alto do embasamento do Setor Sul, alonga-se no sentido leste-oeste, com expressão topográfica apenas no seu flanco sul. Nesta região uma estreita crista forma uma escarpa abrupta de cerca de 2.000 m de desnível. O restante da dorsal é soterrado pelos sedimentos do sopé continental.

- **Fundo da Bacia Oceânica**

Constituído, basicamente, por crosta oceânica, recoberta ou não por sedimentos de naturezas diversas. Segundo HEEZEN *et al.* (1959) *apud* PALMA (1984), as regiões mais profundas da bacia oceânica, que constituem o fundo abissal, compreendem as planícies abissais e províncias de colinas abissais. As planícies abissais são áreas de relevo plano, nivelado por depósitos distais de corrente de turbidez, e por sedimentos transportados por corrente de fundo. Em áreas não afetadas por esses mecanismos deposicionais, e situadas no mesmo nível ou em nível mais profundo que as planícies abissais, a topografia irregular do embasamento forma províncias de colinas abissais.

- **Cordilheira Mesoatlântica**

Representada pela porção mais jovem da crosta oceânica, ergue-se como uma dorsal quase contínua na parte mediana do Atlântico, apresentando escassa cobertura de sedimentos pelágicos, mais raros quanto mais próximo da região central da cordilheira.

As principais feições geomorfológicas da Bacia de Santos, descritas acima, encontram-se representadas no Mapa II.5.1.2.

D. Geomorfologia Regional

O litoral sudeste brasileiro se estende do sul do Espírito Santo até o Cabo Santa Marta (SC). A Bacia de Santos, inserida nessa região, abrange desde Cabo Frio, no Rio de Janeiro, até o litoral norte do estado de Santa Catarina, englobando ainda toda a costa dos estados de São Paulo e Paraná. Sua principal característica é a proximidade da encosta com a Serra do Mar que, em muitos pontos, chega diretamente ao oceano (MUEHE, 2001).

A brusca inflexão do litoral e das linhas isobatimétricas para oeste, na altura de Cabo Frio. Por efeito da zona de fratura do Rio de Janeiro, fez com que os alinhamentos estruturais do embasamento cristalino, de direção NE-SW, fossem truncados pela orientação aproximadamente E-W do litoral. Isto ocorre desde Cabo Frio até a ilha da Marambaia, no estado do Rio de Janeiro (Figura II.5.1.11).

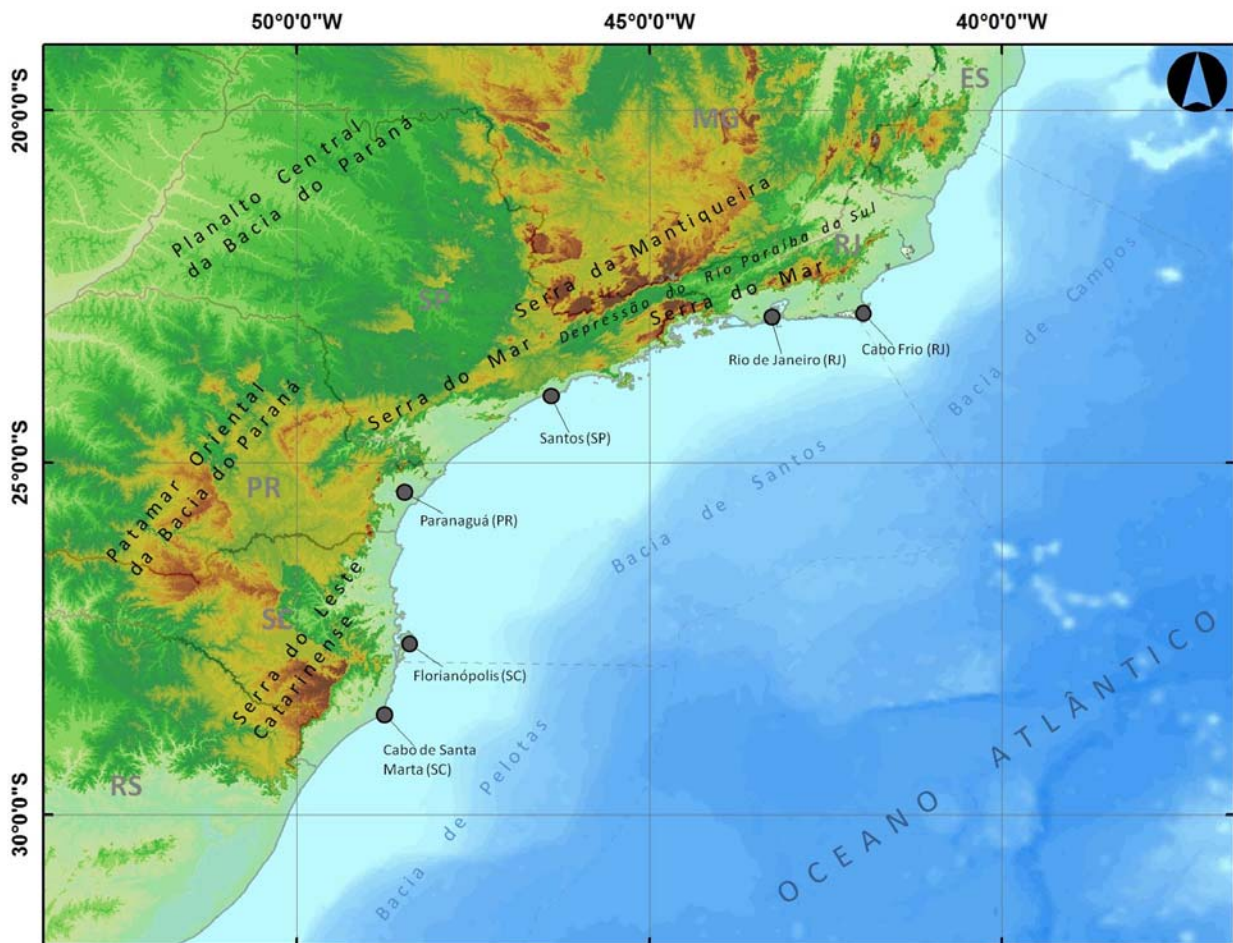


FIGURA II.5.1.11 – Principais estruturas geomorfológicas da porção continental sudeste-sul brasileira. Os alinhamentos estruturais são orientados para NE-SW e representam as serras que, por vezes alcançam o oceano.

Fonte: AECOM.

Segundo COUTINHO (2000), o litoral entre Cabo Frio (RJ) e Cabo de Santa Marta (SC) é caracterizado por praias arenosas, com a presença intermitente de pontais rochosos. Lagunas limitadas por sistemas de ilhas barreiras são proeminentes ao longo de Cabo Frio. As planícies costeiras, limitadas pelos costões rochosos da Serra do Mar, são compostas por sistemas de laguna/barreira, simples ou múltiplos, ou por sistemas de cordões litorâneos regressivos, pleistocênicos ou holocênicos, ou somente holocênicos, sendo, parcialmente, retrabalhados pelo vento. Algumas barreiras arenosas isolam áreas lagunares de pequeno porte, desenvolvendo-se manguezais, cujo limite meridional de ocorrência coincide com a latitude de Laguna (SC).

MUEHE (2001) divide essa porção do litoral brasileiro em cinco compartimentos que apresentam características distintas. São eles: litoral dos cordões litorâneos, litoral das escarpas norte, litoral das planícies costeiras e estuários, litoral das escarpas sul e litoral das planícies litorâneas de Santa Catarina.

O recobrimento sedimentar da plataforma continental interna nesta região, de acordo com KOWSMANN & COSTA (1979), é, predominantemente, composto de areias fluviais. Uma estreita faixa de lama se estende nas proximidades da isóbata de 20 metros entre Macaé e o embaçamento Búzios – Cabo Frio. Garrafas de

deriva lançadas de plataformas de petróleo, como parte de um programa de pré-monitoramento ambiental, apresentaram tendência de convergir em direção ao embaçamento Búzios-Cabo Frio, o que levou SAAVEDRA & MUEHE (1994) a relacionar a origem destas lamas ao Rio Paraíba do Sul. Essa direção preferencial de transporte também explica a frequente contaminação por óleo das praias do embaçamento considerado. É importante assinalar que os lançamentos efetuados no inverno mostraram transporte residual para norte, já que a maior parte das garrafas de deriva foi recolhida ao norte dos pontos de lançamento.

O trecho do litoral compreendido entre Cabo Frio e Angra dos Reis, denominado compartimento dos cordões litorâneos, possui a paisagem costeira marcada pelo desenvolvimento de cordões litorâneos. Eles ocorrem frequentemente na forma de duplos cordões, dispostos paralelamente entre si e separados por uma estreita depressão em cuja retaguarda um conjunto de lagunas se desenvolveu. A plataforma continental interna, muito estreita nessa porção do litoral, vai se alargando gradativamente em direção a oeste, indo de 4 km, próximo a Cabo Frio, a 25 km na altura da Marambaia. É coberta por areias quartzosas, essencialmente reliquias (MUEHE, 2001).

Da ilha da Marambaia (RJ) à São Vicente (SP) há um desaparecimento dos cordões litorâneos. Tem-se aí o compartimento das escarpas norte, com a presença da Serra do Mar formando a linha de costa. O litoral é marcado por inúmeras ilhas e uma sucessão de pequenas enseadas e planícies costeiras de pequena extensão, representando o trecho de mínimo desenvolvimento desses depósitos. A plataforma continental interna se alarga progressivamente na direção sudeste, sendo marcada por uma inflexão na altura de São Sebastião (MUEHE, 2001). A cobertura sedimentar é, predominantemente arenosa, com a ocorrência de lamas em áreas limitadas, entre Ubatuba e São Sebastião (KOWSMANN & COSTA, 1979).

O compartimento litoral das planícies costeiras e estuários, entre São Vicente (SP) e a ponta da Vigia (SC), inclui todo o litoral paranaense e compreende um largo embaçamento com longos arcos de praia, largas planícies costeiras e importantes estuários. Dentre as principais planícies costeiras estão a de Cubatão, Juréia e Iguape, que perfazem mais de 70% do litoral paulista e dentre os estuários estão o de Santos, Cananéia, Paranaguá, Guaratuba e São Francisco do Sul. A plataforma interna nesse trecho possui uma morfologia homogênea e monótona, formando um arco de suave curvatura, constituído pelo embaçamento de São Paulo (MUEHE, 2001). Possui largura média de 65 km e cobertura sedimentar arenosa (KOWSMANN & COSTA, 1979).

No estado de Santa Catarina, a partir da ponta da Vigia, o litoral volta a se apresentar recortado com afloramento de rochas cristalinas interrompendo as planícies costeiras. Este trecho é denominado por MUEHE (2001) como litoral das escarpas cristalinas sul. Nele, uma série de enseadas pouco confinadas se abre para o oceano. O estuário mais importante neste litoral é Itajaí e na ilha de Santa Catarina são observadas feições quaternárias, holocênicas e pleistocênicas, na forma de praias, cordões litorâneos, campos de dunas e depósitos lagunares. A plataforma continental interna se estreita ao norte dessa ilha, estando a isóbata de 50 a menos de 5 km da linha de costa, e volta a se alargar em direção ao sul, onde a mesma isóbata chega a 13 km da costa. A morfologia do fundo marinho neste trecho possui um aspecto movimentado, pela série de ilhas e alto-fundo, sendo o recobrimento sedimentar formado por lamas de origem fluvial e de plataforma, segundo KOWSMANN & COSTA (1979).

O litoral das planícies litorâneas de Santa Catarina, que vai da ilha de mesmo nome ao cabo de Santa Marta, possui uma sucessão de arcos praias, separados por promontórios rochosos defronte a extensas planícies

costeiras, algumas das quais contendo expressivos sistemas lagunares. Neste trecho a planície continental interna é estreita, indo a isobatimétrica de 17 a 6 km de distância da costa. A morfologia do fundo é semelhante a porção ao norte com afloramentos rochosos formando altos-fundo e de recobrimento sedimentar caracterizado, segundo KOWSMANN & COSTA (1979), por areias terrígenas.

E. Fácies Sedimentares

Segundo KOWSMANN & COSTA (1979), a Bacia de Santos se encontra no macro-compartimento sedimentar denominado Margem Continental Sul. No trecho entre Cabo Frio e o Arroio Chuí, a sedimentação terrígena está representada por fácies bastante homogêneas e quase contínuas, de acordo com esses mesmos autores.

Na plataforma interna surgem areias ligeiramente mais ricas em quartzo do que as do trecho ao norte de Cabo Frio, mas ainda classificadas como subarcoseanas e subquartzíticas (FRANCISCONI *et al.*, 1974 *apud* KOWSMANN & COSTA 1979 e ROCHA *et al.*, 1975 *apud* KOWSMANN & COSTA, 1979). A boa seleção e melhor arredondamento dessas areias, que caracterizam esses sedimentos como de alta maturidade textural, levam a conjecturar passagem por ambiente de retrabalhamento acentuado durante o último ciclo sedimentar. Esse padrão arenoso da plataforma interna é apenas modificado ao norte de Florianópolis, onde há a ocorrência de lamas.

Na plataforma média deste mesmo trecho, principalmente a partir de Santos em direção ao sul, é encontrada uma extensa fácies lamosa com predominância de silte e argila, que, segundo ROCHA *et al.* (1975) *apud* KOWSMANN & COSTA (1979), são depósitos lagunares costeiros. Um pouco ao sul de Santos, as lamas aproximam-se do talude continental, enquanto ao norte de Florianópolis avançam até a plataforma interna. Entre Santos e Cabo Frio a ocorrência já não é tão contínua, embora essas lamas ainda mantenham o caráter de unidade faciológica destacada. O teor de lama nos sedimentos aumenta, significativamente, à medida que nos afastamos da costa para zonas mais profundas. Ao longo da isóbata de 70 m, o teor de lama dos sedimentos de fundo já é maior do que 50%. Do mesmo modo, amostras coletadas na plataforma ao longo do estado do Paraná, apesar de escassas, sugerem um aumento gradativo no teor de CaCO₃ à medida que aumenta também a profundidade.

Os sedimentos carbonáticos da Bacia de Santos são mais desenvolvidos na plataforma externa. Entre Cabo Frio e Santos as fácies principais dos sedimentos carbonáticos são areias de recifes de algas, foraminíferos bentônicos e misturas de moluscos com briozoários e com foraminíferos bentônicos. Enquanto para o norte de Santos predominam composições ricas em recifes de algas e briozoários, bem como seus produtos de desagregação, daí para o sul vai ficando diminuta a contribuição desses tipos de carbonatos (KEMPF, 1972 *apud* KOWSMANN & COSTA, 1979, ROCHA *et al.*, 1975 *apud* KOWSMANN & COSTA, 1979 e VICALVI & MILLIMAN, 1977 *apud* KOWSMANN & COSTA, 1979). Passam então a prevalecer misturas de moluscos com cirripédios, foraminíferos bentônicos e, localmente, planctônicos. Nota-se, ainda, o aparecimento de fácies esporádicas enriquecidas em braquiópodes. Esta diferenciação representa os efeitos de influência terrígena mais atuante ao sul de Santos, embora deixe de perceber já a partir de Cabo Frio (KEMPF, 1972 *apud* KOWSMANN & COSTA, 1979). O mau estado de preservação dos componentes das fácies carbonáticas da plataforma externa de toda a bacia é sinal de uma fase de retrabalhamento em ambiente de alta energia.

Em termos mineralógicos gerais e, em particular, de minerais pesados, a região Sul caracteriza-se por contribuições de dois grupos distintos de rochas fontes: o primeiro compreendendo, principalmente, as rochas metamórficas pré-Cambrianas, e o segundo enriquecido em rochas ácidas.

Um grupo de rochas fontes é representado pelas Províncias Rio de Janeiro, Sul, Torres e Platina. A Província Rio de Janeiro desenvolve-se entre Cabo Frio e a Ilha Grande, sendo seus minerais pesados definidores a silimanita, a cianita e a augita. A Província Sul abrange a plataforma entre a Ilha Grande e o extremo meridional da área em exame, contendo cianita, estauroлита, andaluzita e augita como minerais definidores.

Entre Cabo Frio e o Cabo de Santa Marta, o argilomineral predominante é a montmorilonita, sendo observadas em determinadas regiões a mistura desta com illita e caulinita, e trechos com predominância de caulinita. (ROCHA *et al.*, 1975 *apud* KOWSMANN & COSTA, 1979) identificam áreas montanhosas costeiras como fontes destes detritos. Na opinião destes mesmos autores, os argilominerais da plataforma indicam um clima tanto mais temperado e menor índice de intemperismo químico, prova da curta permanência em horizontes de solo. Em síntese, a mineralogia ao sul de Cabo Frio representa as ocorrências de rochas metamórficas e magmáticas básicas e ultrabásicas, pré-Cambrianas, e, ainda, de magmáticas básicas e alcalinas, Mesozóicas, nas áreas fontes.

CARANNANTE *et al.* (1988) *apud* COUTINHO (2000), baseados nos estudos das associações carbonáticas dos principais tipos de sedimentos e em parâmetros ambientais, dividiram a plataforma continental em três zonas, sendo que a área de interesse se insere na Zona Temperada (23° a 35° S), composta por sedimentos carbonáticos compostos de fragmentos de moluscos, equinóides, crustáceos e foraminíferos arenáceos. Briozoários, algas coralinas e *Halimeda* estão praticamente ausentes. *Amphistergina* não ocorre nos sedimentos deste setor.

A distribuição dos sedimentos superficiais de oceano profundo, no Atlântico Sul, é controlada por vários fatores interdependentes, entre os quais a morfologia da bacia oceânica, sua produtividade biogênica, a circulação oceânica, o aporte de terrígenos e, além destes, a profundidade de compensação da calcita (CCD). A CCD representa a profundidade em que a taxa de deposição da calcita, geralmente sob a forma de carapaças de foraminíferos planctônicos e cocolitoforídeos, se iguala à taxa de dissolução do mineral, ou seja, a profundidade abaixo da qual não existe mais CaCO₃ nos sedimentos (BRAM-LETTE, 1961 *apud* KOWSMANN & COSTA, 1979). Para o Atlântico Sul esta profundidade varia, segundo ELLIS & MOORE (193) *apud* KOWSMANN & COSTA (1979), de bacia para bacia, de acordo com a menor ou maior influência direta da Corrente de Fundo Antártica.

Ao largo do Brasil e em todo o Atlântico Equatorial predominam as caulinitas. As cloritas, indicadoras de áreas fontes temperadas e menos intemperizadas, são abundantes nos sedimentos ao sul de 45° S, mas no Atlântico Sul-Occidental persistem expressivamente até 30° S, acompanhando a penetração, para norte, da Corrente de Fundo Antártica.

Com respeito às áreas carentes de informações diretas, a distribuição dos vários tipos de eco obtidos pelo sistema de 3,5 kHz, permitiu inferir o panorama da sedimentação. Turbiditos normalmente intercalados com sedimentos hemipelágicos foram inferidos por ecos prolongados, difusos e sem refletores de subfundo, ecos

estes característicos de sedimentos mais grosseiros (silte a areia). Os mesmos tipos de ecos sugerem sedimentos relativamente grosseiros identificados no eixo do Canal de Vema e em um canal que acompanha a base externa do Platô de São Paulo. Estes sedimentos não se compõem de turbiditos, mas sim de depósitos residuais, consequentes à ação erosiva pré-Holocênica da Corrente de Fundo Antártica.

O programa REVIZEE (Programa de Avaliação do Potencial Sustentável dos Recursos Vivos na Zona Econômica Exclusiva) teve como um dos objetivos específicos o mapeamento das fácies sedimentares superficiais da porção Sudeste e Sul da margem continental brasileira (FIGUEIREDO JR. & TESSLER, 2005). Os resultados desse mapeamento (figuras II.5.1.12 e II.5.1.13) indicaram que as lamas ocorrem predominantemente ao sul da região de Cabo Frio (RJ), a partir da isóbata de 100 m. Pequenas regiões com sedimentos mais grossos (areia média a grossa) ocorrem ao longo do talude. Regiões de plataforma interna e média são caracterizadas por apresentar sedimentos compostos por areias finas e muito finas, sendo que estes são intercalados por bolsões de sedimentos grossos e cascalho na região ao largo da cidade de Rio Grande (RS).

Segundo estes autores, a composição dos sedimentos foi classificada como litoclástico, litobioclástico e bioclástico de acordo com a porcentagem da composição desses sedimentos em uma amostra. Os sedimentos são então alternados de forma gradativa, sendo a sua composição litoclástica predominantemente ao sul do estado de São paulo e bioclástica ao Norte. Além disso, os sedimentos bioclásticos estão associados às regiões mais profundas enquanto os sedimentos litobioclasticos são relacionados com áreas mais rasas. Ao norte, os sedimentos bioclásticos são representados por rodolitos e ao sul por concheiros (FIGUEIREDO JR. & TESSLER, 2005).

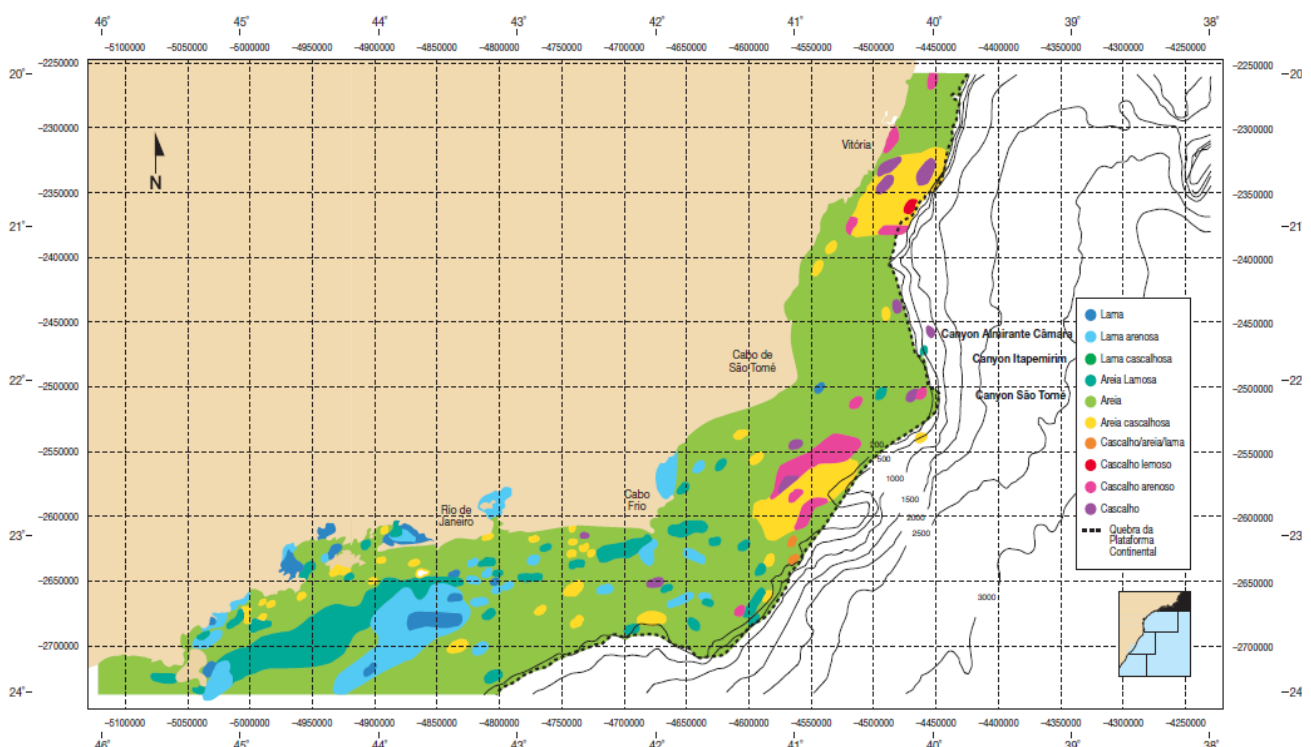


FIGURA II.5.1.12 – Fácies sedimentares da Bacia de Campos e porção norte da Bacia de Santos. A batimetria é referente ao talude e sopé continental.

Fonte: FIGUEIREDO JR & TESSLER (2005).

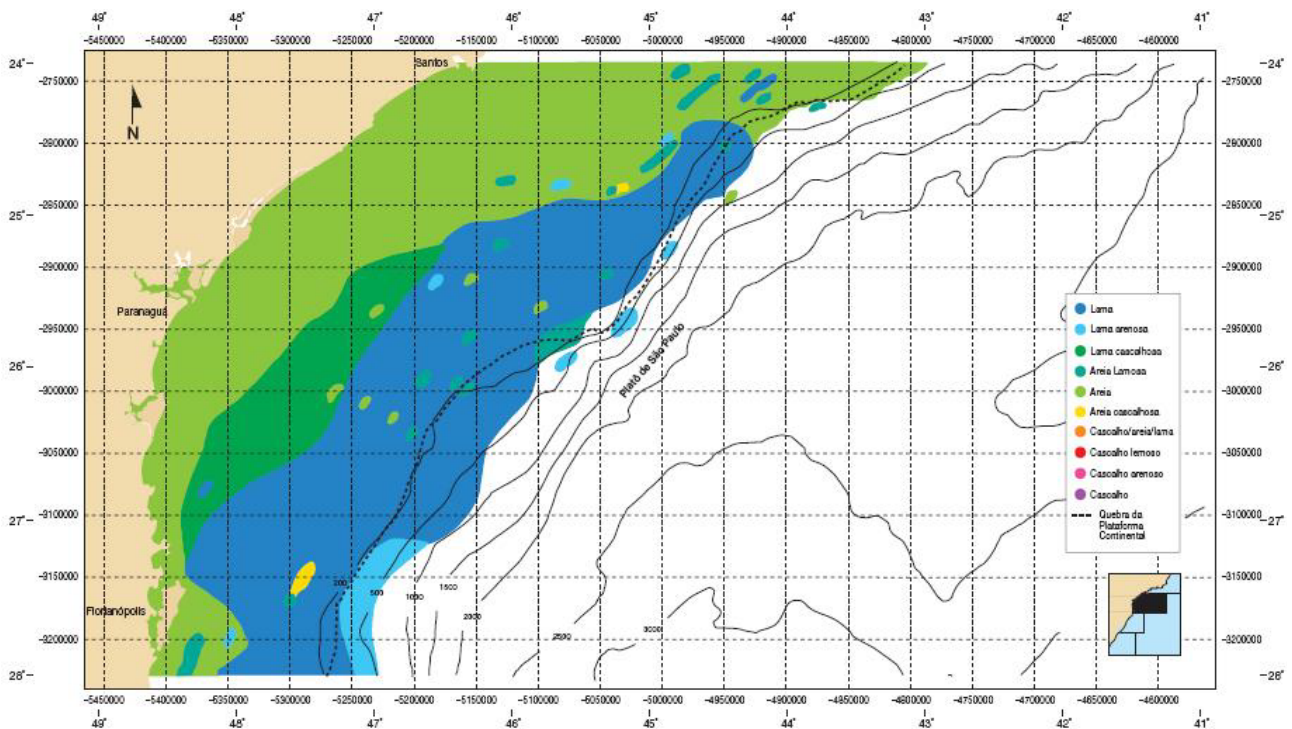


FIGURA II.5.1.13 – Fácies sedimentares da porção sul da Bacia de Santos. A batimetria é referente ao talude e sopé continental.

Fonte: FIGUEIREDO JR & TESSLER (2005).

As principais fácies sedimentares da Bacia de Santos, descritas acima, encontram-se representadas no Mapa II.5.1.3.

F. Aspectos Geotécnicos da Bacia de Santos

Os processos de re-sedimentação, que movem sedimentos de águas rasas para águas profundas sobre o assoalho oceânico, direcionados por forças gravitacionais, são representados pelos movimentos de massa (STOW, 1989) que podem ser deslizamentos submarinos de grandes blocos de sedimentos, fluxos de detritos ou ainda correntes de turbidez. ESTEVES (1996) ressalta o caráter contínuo dos processos de deslizamentos e fluxos, enfatizando que o início da instabilidade dos sedimentos pode estar ligado a diversos fatores *sin* e pós-deposicionais, tais como: alta taxa de sedimentação, acumulação de gás nos poros dos sedimentos, gradiente excessivo, bioturbação, diapirismo de sal e de lama, etc.

VIANA *et al.* (1998) estudaram processos sedimentares atuantes no talude da Bacia de Campos e em diversos outros pontos do mundo, visando uma melhor compreensão desses mecanismos. Segundo esses autores, as correntes geostróficas que atuam nas profundidades entre 300 e 2.000 m são capazes de selecionar e carregar sedimentos de granulometria fina (de silte a areia muito fina), formando depósitos denominados conturitos. Essas correntes se deslocam tanto paralela, quanto perpendicularmente às isóbatas, às vezes transportando sedimentos da borda da plataforma para regiões mais profundas do talude, outras vezes apenas retrabalhando sedimentos acumulados no sopé do talude, em frente aos cânions, que foram trazidos para este local por correntes de turbidez ou por fluxos de massa.

G. Geologia do petróleo

O sistema petrolífero responsável pela acumulação de óleo no bloco BS-4 (Campo de Atlanta) pode ser visto resumidamente na Carta Estratigráfica da Bacia de Santos, apresentada na figura II.5.1.14 (MOREIRA *et al.*, 2007), com o posicionamento das rochas geradoras e rochas reservatórios que serão descritas a seguir, como também dos demais elementos do sistema petrolífero atuantes na área do bloco.

As rochas geradoras do petróleo acumulado pertencem ao grupo Guaratiba (formações Itapema e Piçarras), equivalentes a Formação Lagoa Feia da Bacia de Campos. Análises geoquímicas do óleo amostrado no bloco confirmaram sua origem a partir das rochas da seção *rift* do pré-sal nos depocentros adjacentes a essa acumulação. As rochas geradoras do Grupo Guaratiba são essencialmente folhelhos lacustres distais de um sistema de leques aluviais (Formação Piçarras) e de folhelhos escuros e radioativos com altos teores de Carbono Orgânico Total (COT) da sequência lacustre transicional (sequência das coquinas da Formação Itapema). Essas rochas geradoras são as fontes das importantes descobertas do pré-sal da bacia de Santos, como também de acumulações do pós-sal, como no BS-4. Elas ainda não foram amostradas pelos poços já perfurados até o momento.

Os reservatórios saturados com óleo são turbiditos siliciclásticos arenosos depositados em calhas de talude eocênicas da Formação Marambaia/Membro Maresias. Nessas regiões os fluxos turbidíticos arenosos deixavam de estar confinados nos *canyons* do talude e se espraiavam para formar feições lobadas, frequentemente recortadas por canais. O estaqueamento desses lobos e canais arenosos resultou na deposição dessa seção de reservatórios, que atingem espessuras da ordem de 120 m e em perfil possui uma feição tipo caixote.

A deposição dos reservatórios no BS-4, em águas relativamente profundas, propiciou a deposição de espessa seção de rochas selantes sobre os reservatórios. Os folhelhos distais da sequência prográdante do Eoceno Médio-Superior e das seções mais novas propiciam excelentes condições de trapeamento do óleo nesse Campo.

A movimentação halocinética devido a sobrecarga sedimentar pós-aptiana deu origem a formação de janelas para a migração do petróleo, dos geradores da seção *rift* para os reservatórios na seção eocênica de Atlanta. Interpreta-se que a principal rota de migração é através das falhas que conectam a seção geradora com a seção dos reservatórios, onde esse petróleo está acumulado (Figura 3.2.3-1).

Os reservatórios do bloco estão saturados com petróleo de 13-14° API. Esses baixos valores refletem a biodegradação sofrida pelo óleo, devido às condições de baixo soterramento (750 m-950 m) e baixas temperaturas (da ordem de 41° C) nas condições de reservatório, que favorecem a atuação de bactérias que degradam o óleo. As análises dos gases associados ao óleo em Atlanta mostraram que os mesmos possuem uma composição essencialmente de metano (97,39%) e CO₂ (1,77%), não se observando presença de H₂S. A composição detalhada é apresentada na Tabela II.5.1.1.

TABELA II.5.1.1 - 3-SHEL-8-RJS - Composição molar do gás associado ao óleo.

Componente	Peso Molecular	Gás (%)
CO ₂	44.01	1.769
H ₂ S	34.08	0.000
N ₂	28.01	0.701
C ₁	16.04	97.386
C ₂	30.07	0.076
C ₃	44.10	0.009
i-C ₄	58.12	0.001
n-C ₄	58.12	0.002
i-C ₅	72.15	0.034
n-C ₅	72.15	0.003
C ₆	86.20	0.018

Através de análises das informações de poços perfurados na região que atingiram a seção geradora, observa-se que a seção dos folhelhos da Fm. Piçarras já se encontra, atualmente, na janela de geração de gás em alguns dos depocentros mais profundos, enquanto que toda a seção dos folhelhos e margas da seção das coquinas (Fm. Itapema) ainda está na janela de geração de óleo.

Além do *play* Guaratiba - Marambaia, deverá ser avaliado o *play* Guaratiba (Piçarras) - Guaratiba (Barra Velha), onde se espera encontrar óleo de melhor qualidade que o constatado em Atlanta, em reservatórios carbonáticos microbiais da Fm. Barra Velha.

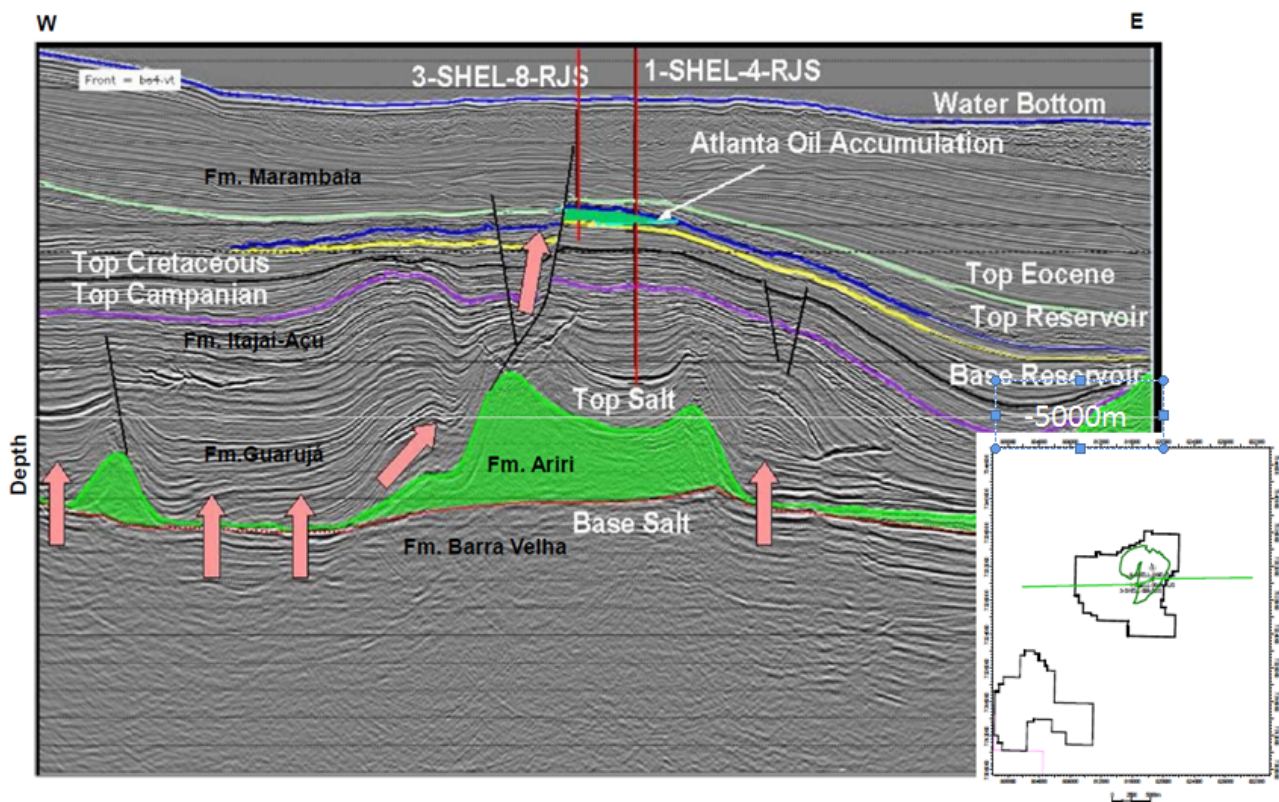


FIGURA II.5.1.14 – Seção sísmica com representação esquemática da migração de hidrocarbonetos da seção geradora para os reservatórios.

Fonte: QGEP.

II.5.1.1.3. Geologia Local

O bloco BS-4 está localizado na Bacia de Santos a aproximadamente 185 km da costa, a sudeste da cidade do Rio de Janeiro, no estado do Rio de Janeiro, em lâmina de água de aproximadamente 1.550 m. Pelos mapas e seções sísmicas da área, observa-se que os reservatórios de óleo já identificados para o bloco se depositaram em uma região de diminuição significativa no gradiente do mergulho da superfície deposicional. Situam-se na base das clinofomas da progradação do talude eocênico, em uma seção adelgada dessa sequência deposicional.

Essa diminuição do gradiente deposicional foi criada pela movimentação halocinética, que propiciou a formação de sub-bacias. Nessas regiões, os fluxos turbidíticos arenosos deixavam de estar confinados nos cânions do talude e se espalhavam para formar feições lobadas, frequentemente recortadas por canais. O estaqueamento desses lobos e canais arenosos resultou na deposição dessa seção de reservatórios, que atingem espessuras da ordem de 120 m e, em perfil, possui uma feição tipo caixote.

Sotoposto à acumulação de óleo pesado na seção eocênica de Atlanta, ocorrem oportunidades exploratórias que estão em fase de avaliação, dentre elas a denominada Piapara, que possui como objetivos principais os carbonatos microbiais da seção aptiana (pré-sal).

- **Localização**

O bloco exploratório BS-4 está localizado na região norte da Bacia de Santos (figura II.5.1.15). Ele está a aproximadamente 120 km do município de Arraial do Cabo (RJ). Estão previstos poços na camada pós-sal (Eoceno) e na camada pré-sal (Piapara). Na camada pós-sal (Eoceno) está previsto um poço piloto, e dois poços produtores - Poço Produtor 1 e o Poço Produtor 2. Adicionalmente, poderão ser perfurados dois poços no eoceno para delimitação do campo de Atlanta (*upside oeste* e *upside sul*).

Os poços previstos estão a aproximadamente 122 km da costa de Arraial do Cabo/RJ (menor distância). As coordenadas das locações (SIRGAS - 2000) e informações gerais dos poços estão resumidas na tabela a seguir:

TABELA II.5.1.2 - Coordenadas geográficas da localização dos poços no BS-4.

Fonte: AECOM

Poço	Latitude	Longitude	Menor Distância da Costa (km)*
Poço Piloto (vertical)	24° 06' 25,34" S	41° 52' 27,56" W	122,86
Poço Produtor 1	24° 06' 40,60" S	41° 52' 8,89" W	123,38
Poço Produtor 2	24° 05' 11,70" S	41° 51' 43,29" W	120,74
Poço Exploratório Piapara	24° 05' 39,67" S	41° 50' 39,84" W	121,82
<i>Upside Sul</i>	24° 09' 49,37" S	41° 51' 21,25" W	129,31
<i>Upside Oeste</i>	24° 05' 49,22" S	41°56' 5,96" W	121,26

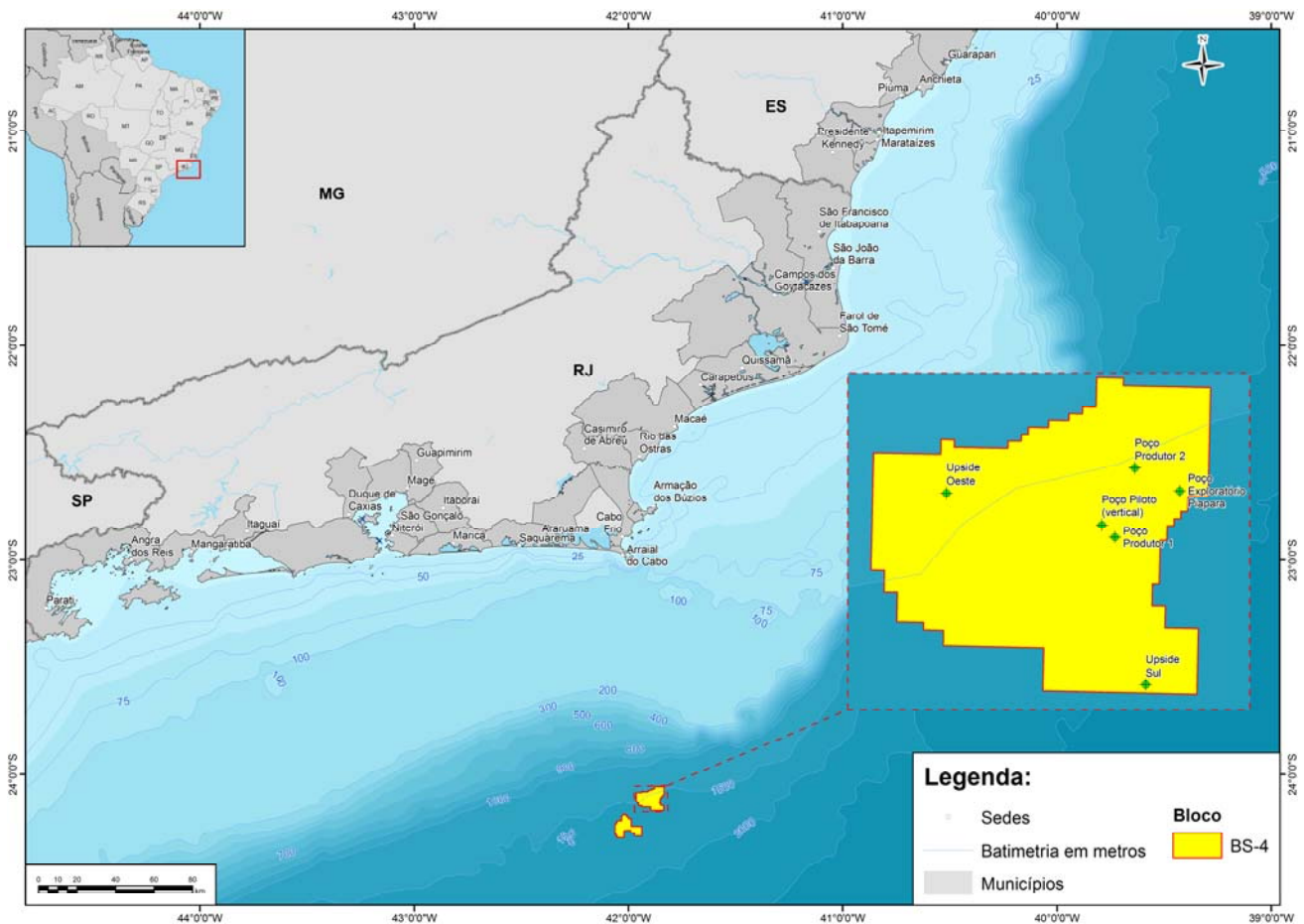


FIGURA II.5.1.15 – Mapa de localização do *ring fence* da Atlanta, da Concessão BS-4, com os poços a serem perfurados.

Fonte: AECOM.

• **Aspectos geológicos e geomorfológicos do bloco BS-4**

A sequência de formações previstas para a perfuração no bloco BS-4 (figura II.5.1.16), com base em um poço realizado previamente pela Shell (1-SHELL-4-RJS) são:

- Fm. Marambaia: predominam folhelhos e siltitos, além de diamictitos e margas. Associados a essas litologias, ocorrem arenitos resultantes de flucos turbidíticos (Membro Maresias);
- Fm. Itajaí-Açú, composta por folhelhos, siltitos, diamictitos e margas depositados no talude da bacia. Associados a essas litologias ocorrem arenitos turbidíticos canalizados (Mb. Ilha Bela);
- Fm. Itanhaém, composta predominantemente por arenitos e conglomerados;
- Fm. Guarujá Superior, composta por calcilitos, calcarenitos, margas e folhelhos. O poço 1-SHELL-4-RJS atingiu rochas intrusivas na base dessa seção.
- Fm. Ariri, compreende rochas evaporíticas do Aptiano Superior.
- Fm. Barra Velha, representada por rochas carbonáticas relacionadas a atividade microbiana (depositadas na porção mais rasa da bacia) e por uma porção siliciclástica proximal.
- Fm. Itapema, composto por coquinas e são as rochas geradoras do sistema petrolífero do BS-4.

O reservatório a ser perfurado no bloco é do Eoceno Inferior e caracteriza-se por canais preenchidos por areias turbidíticas amalgamadas depositadas em águas profundas em ambiente de talude médio, localizados a uma distância de aproximadamente 25 km da paleoquebra da plataforma. Constitui-se de um reservatório com 36% de porosidade média e em torno de 10% de saturação de água. A espessura do reservatório é de aproximadamente 120 m e o topo da acumulação está a aproximadamente 800 m abaixo do fundo marinho.

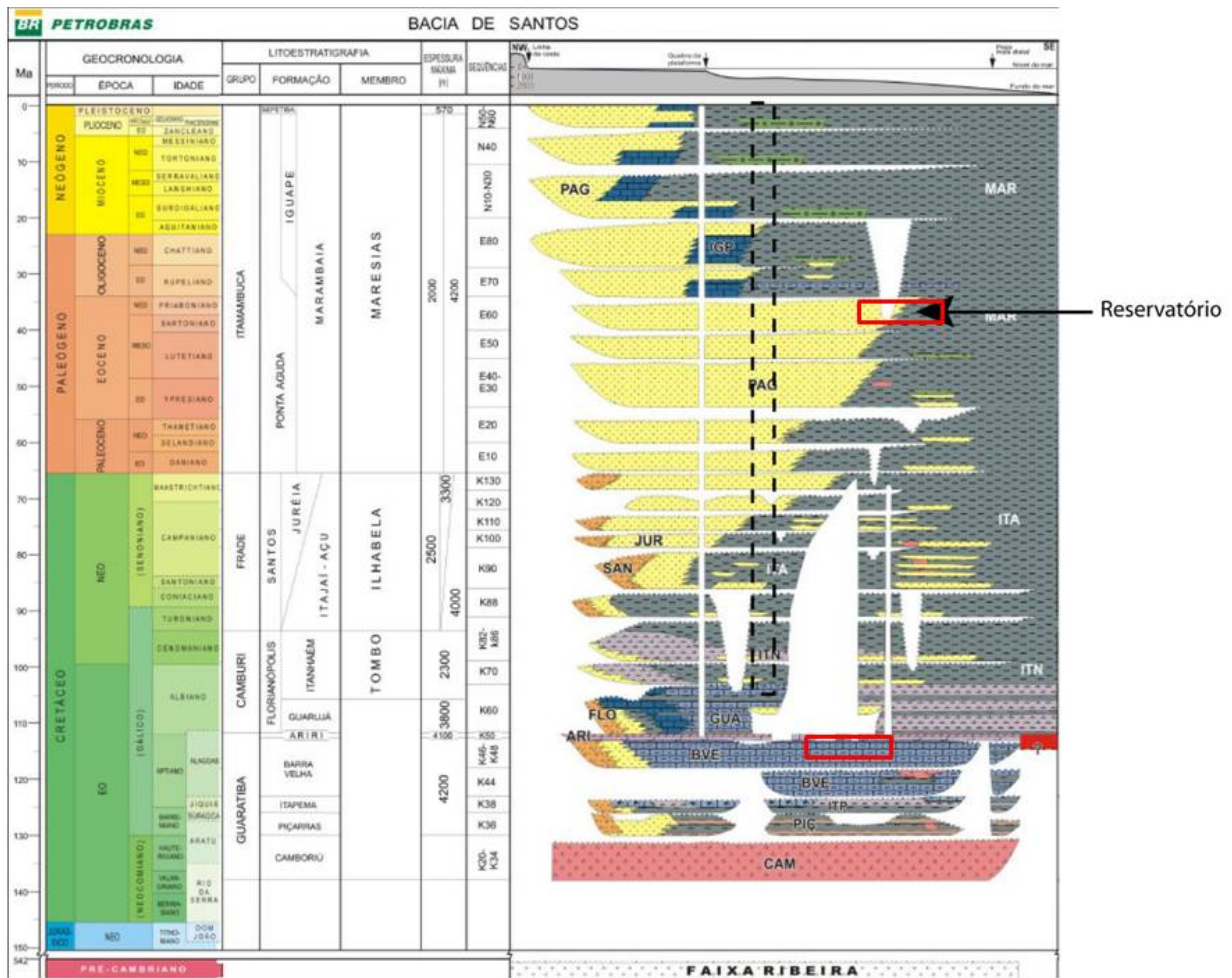


FIGURA II.5.1.16 – Carta estratigráfica da bacia de Santos com a demarcação aproximada das formações encontradas na área do bloco BS-4. Os polígonos em vermelho referem-se aos reservatórios esperados.

Fonte: Modificado de MOREIRA *et al.* (2007)

A estruturação geológica do bloco BS-4 é resultado da formação de um anticlinal associado a um domo salino. A migração do sal se daria então a partir de regiões adjacentes às do atual anticlinal (que resultou na formação do domo salino) deu-se como resposta à deposição de uma espessa cunha progradacional. Esta cunha é composta basicamente por turbiditos arenosos, depositados durante o Cretáceo.

Apesar de o sal estar abaixo de uma espessa seção sedimentar (de ~ 1.500 m de espessura) e de sua atuação ser passiva, as variações na espessura influenciaram diretamente no desenvolvimento de um talude de alta

inclinação durante o Terciário Inferior. O sal ainda exerceu papel crítico no desenvolvimento de espaços de acomodação, onde os reservatórios arenosos e extremamente amalgamados no Campo de Atlanta se depositaram durante o Eoceno.

O bloco BS-4 encontra-se numa região de afinamento da seção do Eoceno sobre o anticlinal nucleado pelo domo salino. Uma zona de falhas de pequena proporção, anterior à deposição dos reservatórios Eocênicos, relaciona-se a um aumento da inclinação do talude mergulho abaixo (*slope angle down-dip*);

Uma ampla discordância na área reflete o redirecionamento do aporte sedimentar na porção norte da Bacia de Santos durante o Eoceno, como resultado da captura de rios no continente, ocasionados pela elevação da Serra do Mar. Os sedimentos Oligocênicos são raros na área do bloco, ocorrendo durante o Mioceno. Isso ocorre devido a um período de completa ausência de aporte sedimentar e o predomínio de retrabalhamento dos depósitos existentes a partir de correntes de contorno (contornitos). Uma seção geológica apresentando as litologias a serem perfuradas no Campo de Atlanta (BS-4) é apresentada na figura II.5.1.17 a seguir:

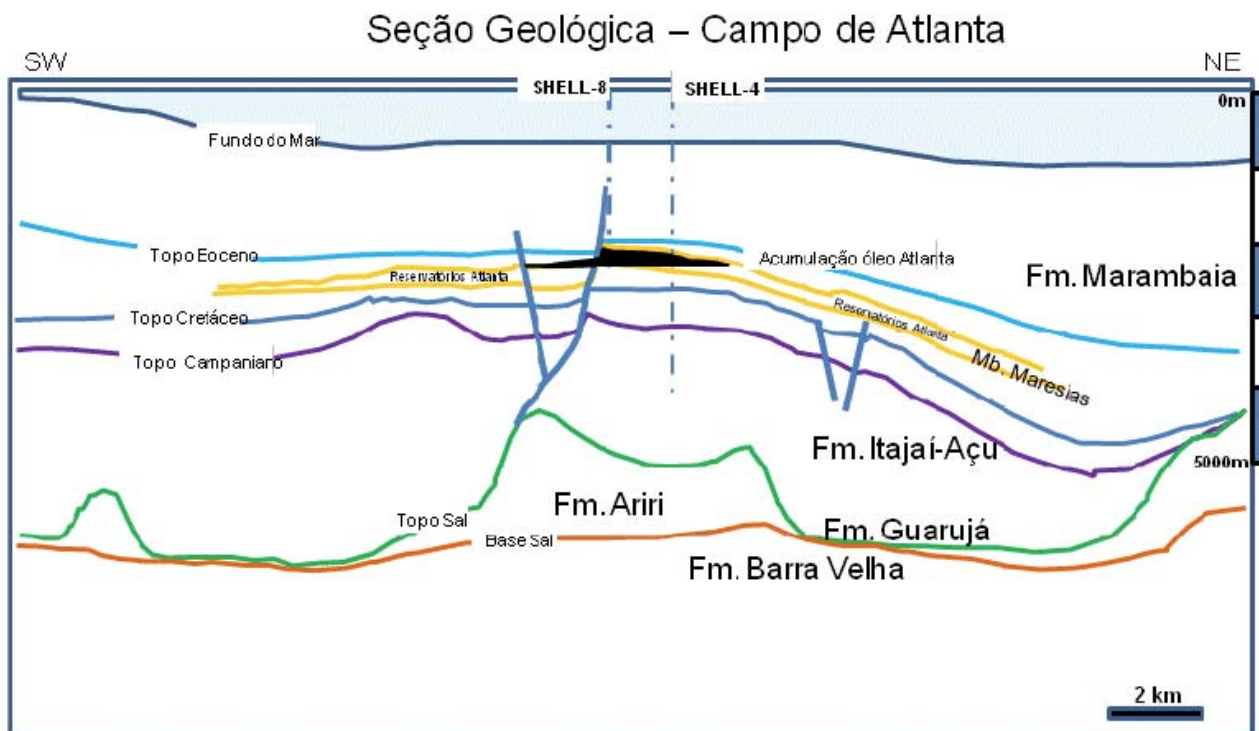


FIGURA II.5.1.17 – Seção geológica esquemática interpretada do bloco BS-4 apresentando as principais litologias a serem perfuradas. A mancha de cor preta é referente aos reservatórios de Atlanta.

Fonte: QGEP (2012).

A sequência sedimentar pós-rifte da Bacia de Santos é estruturada principalmente pela tectônica do sal associada as contribuições tectônicas que atuaram em seu embasamento. O bloco BS-4 encontra-se situado na região caracterizada por almofadas de sal de grande escala (20 a 50 km²) com ocasionais falhas associadas. Ocorrem também diápiros de sal, com falhas que atravessam verticalmente centenas de metros de sedimentos, chegando ocasionalmente até o fundo do mar.

Em uma seção sísmica em tempo na área do bloco BS-4 (figura II.5.1.18), observa-se que os intervalos cronoestratigráficos mais novos refletem a inclinação homoclinal geral da bacia. Observa-se também a estruturação induzida pelos domos de sal que tem papel importante na formação de trapas para a acumulação de hidrocarbonetos. Na área do bloco, observa-se também a presença de cones vulcânicos e intrusões que ocorreram no Terciário e que contribuíram para a estruturação dos estratos pré-existentes.

A camada seladora do reservatório eocênico é uma seção de pelitos do Eoceno Superior. Dados sísmicos sugerem remobilização de sal e inversão estrutural durante o Eoceno Superior criando um alto batimétrico ao longo de toda a área NE perfurada. De acordo com esse padrão estrutural, o Eoceno Superior representa uma seção de passagem de areia, e os pelitos são o selo regional que se estende ao longo da estrutura NE.

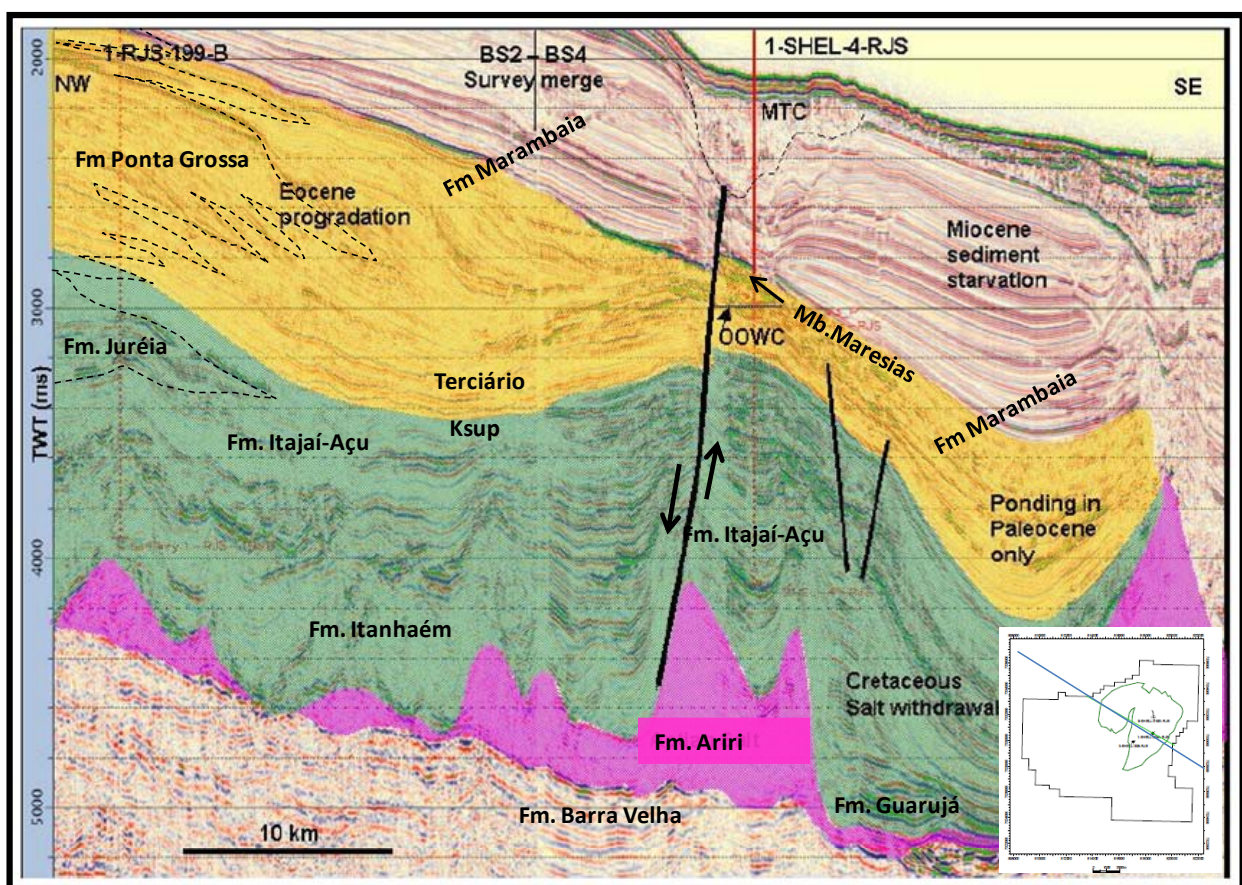


Figura II.5.1.18 – Seção sísmica em tempo mostrando a halocinese na área do bloco BS-4.
Fonte: QGEP (2012).

Os quadros de previsão geológica elaborados para os poços Piapara e Atlanta piloto apresentam um esquema das formações a serem perfuradas, além dos objetivos principais e secundários. O primeiro quadro representa a perfuração Atlanta Piloto (poço vertical), que tem como objetivo principal um reservatório de hidrocarbonetos nas camadas do Eoceno inferior, a uma profundidade prevista de aproximadamente 2300 m. Este reservatório é caracterizado por canais preenchidos por areias turbidíticas amalgamadas.

O segundo quadro corresponde ao Poço Produtor, com objetivo os arenitos do Eoceno, em profundidades de aproximadamente 2300 m. Já o terceiro quadro corresponde à perfuração profunda no pré-sal pelo poço

Pirapara, com objetivo principal nos reservatórios microbiais da Formação Barra Velha, abaixo da camada de evaporitos. A profundidade esperada do topo do reservatório é de aproximadamente 6125 m.

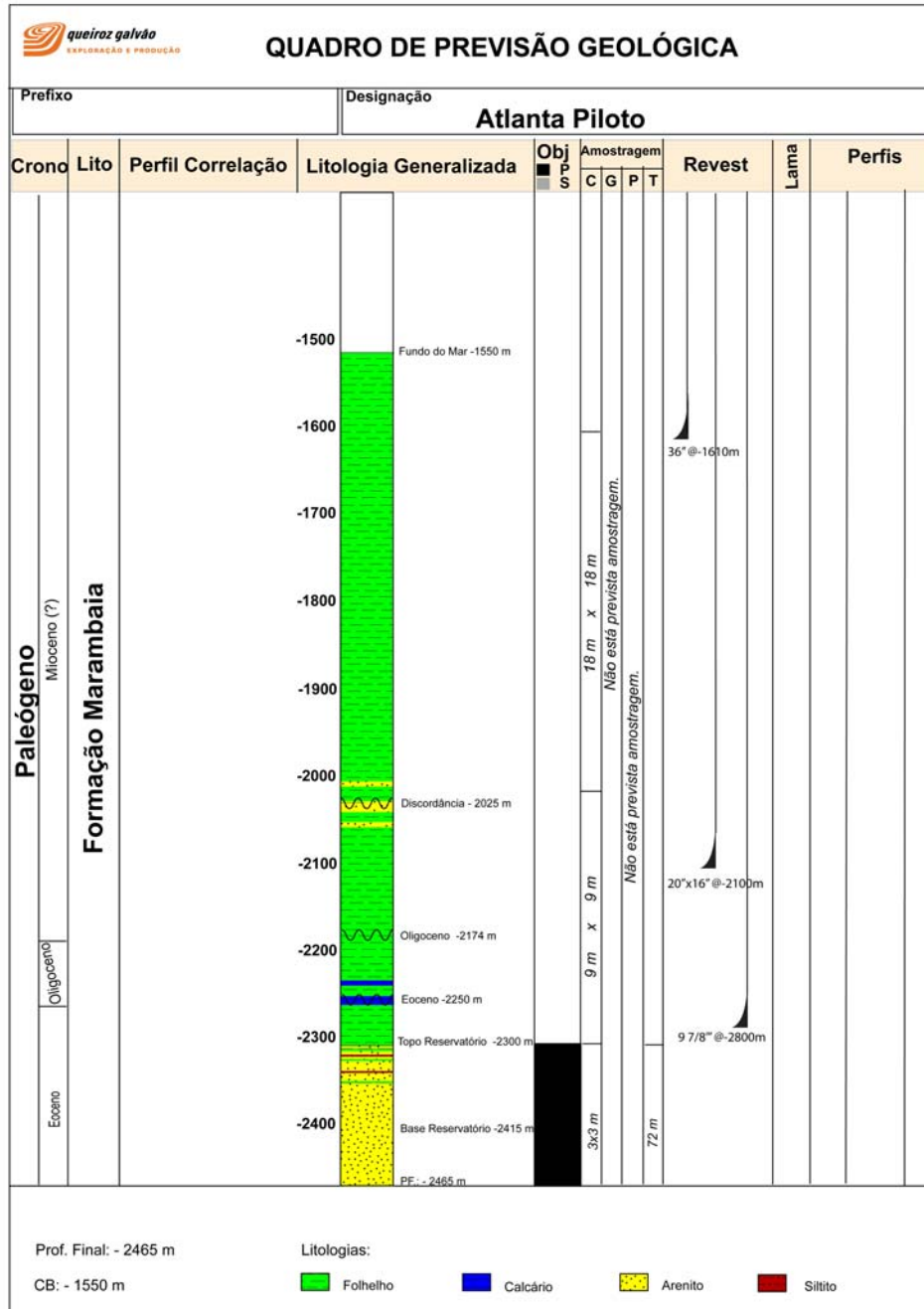


Figura II.5.2.19 – Quadro de previsão geológica do poço Atlanta Piloto. O reservatório encontra-se no Eoceno.

Fonte: QGEP.

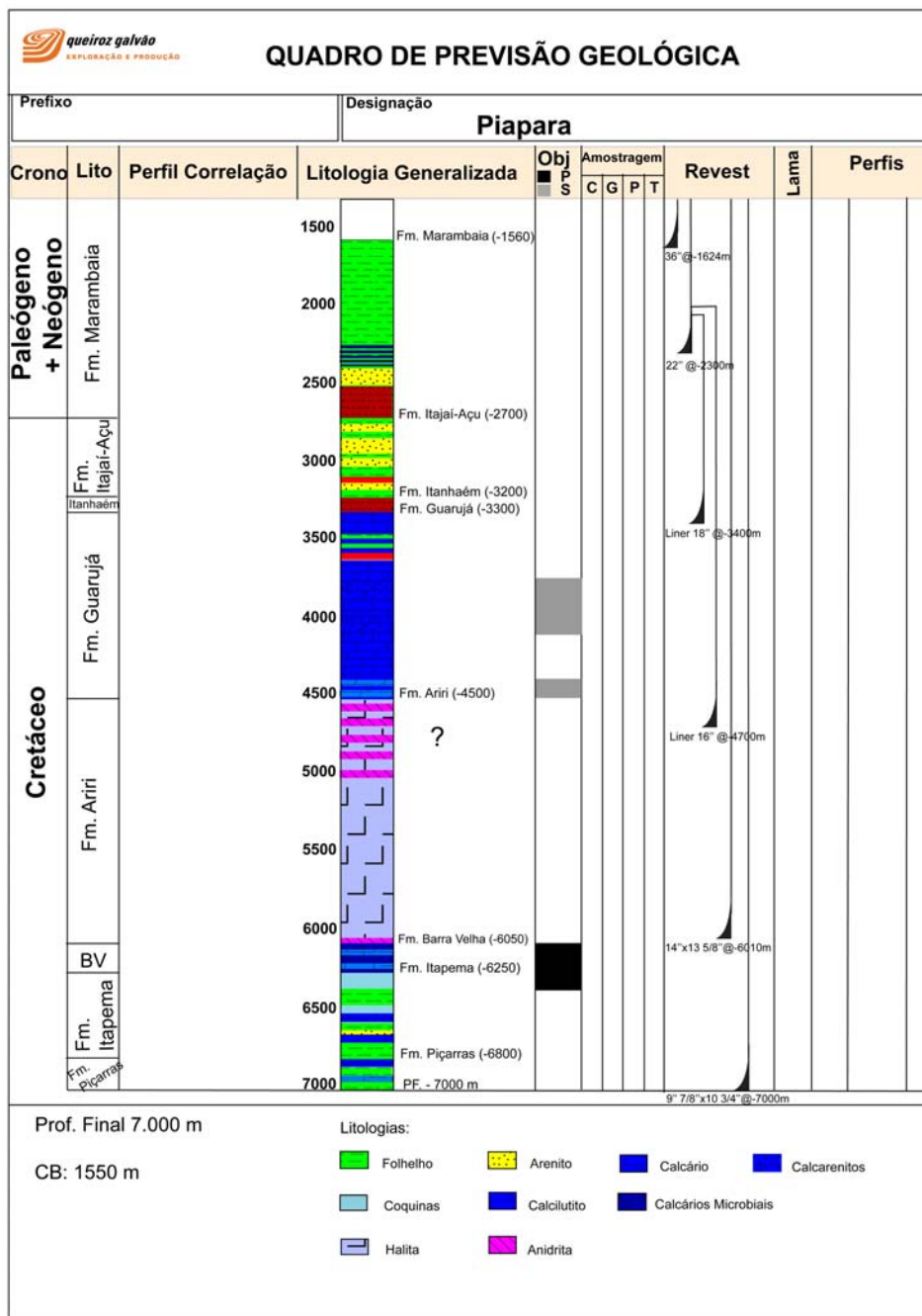


Figura II.5.2.21 – Quadro de previsão geológica do poço Piapara, cujo o objetivo é testar o pré-sal.

Fonte: QGEP.

Com relação às características do óleo esperado para os reservatórios no bloco BS-4, as características esperadas para o reservatório no Aptiano (pré-sal) no poço Piapara é de 30° API e para os poços do Eoceno (pós-sal) é de 14° API.

- **Fisiografia do fundo oceânico**

O bloco BS-4 está situado em águas ultraprofundas, em profundidades superiores a 1.000 m, localizado entre as províncias fisiográficas do talude inferior e sopé continental. A figura II.5.1.22 apresenta a batimetria do bloco. O mapa batimétrico apresenta um relevo homogêneo, caracterizado pela diminuição gradativa de gradiente em direção ao sul, marcando a transição do talude para o sopé. O bloco faz fronteira com um cânion atual a leste e com um sistema de cânions de idade Eoceno a norte, embora este não esteja tão evidente. De uma maneira geral, pode-se afirmar que o bloco encontra-se em uma região de baixa declividade. A variabilidade batimétrica está relacionada com feições suaves e de baixa magnitude.

O bloco encontra-se em áreas relativamente planas onde não se espera nenhuma dificuldade que venha a impactar as instalações na área e nenhum evento de escorregamento/deslizamento. Não é provável que eventos similares venham a ocorrer no futuro, afetando a área das locações. Também é improvável que tais eventos possam ser causados por atividades de perfurações, devido à grande distância do declive, a norte. As áreas mais sujeitas a este tipo de eventos, ficam localizadas ao longo do *canyon* atual, principalmente em áreas fora do *ring fence*.

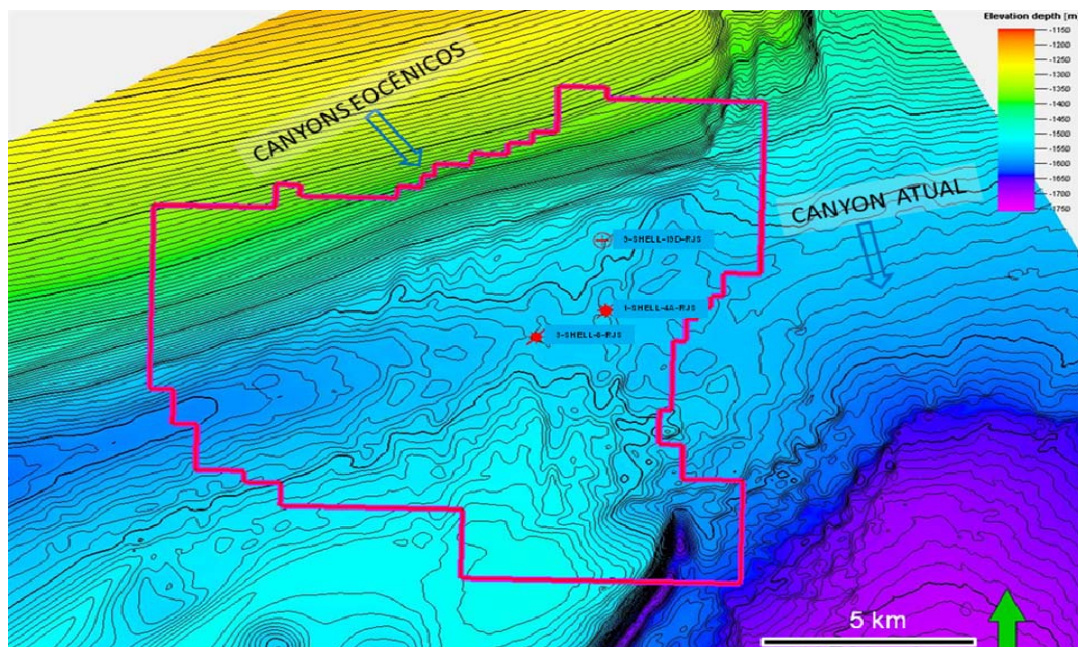


Figura II.5.1.22 – Mapa batimétrico da região do bloco BS-4, evidenciando a presença de cânions eocênicos e um cânion atual. Embora a presença do cânion atual, o bloco BS-4 encontra-se em áreas relativamente planas onde não se espera eventos de escorregamento/deslizamentos.

Fonte: QGEP.

Uma visão 3D da região (figura II.5.1.23), sem exagero vertical do bloco BS-4 evidencia a presença da quebra do talude a norte, bem como as regiões mais basais do sopé, ao sul do levantamento. A leste existe um falhamento recente, sendo resultante de deslizamentos de pequena escala. Entretanto esta falha encontra-se fora dos limites do bloco. Além disso, associada a esta falha existe um leque de deslizamento na base do talude, sendo esta feição marcante no levantamento. Entretanto, as áreas de topografia mais suave são consideradas regiões menos afetadas, apresentando uma configuração mais estável.

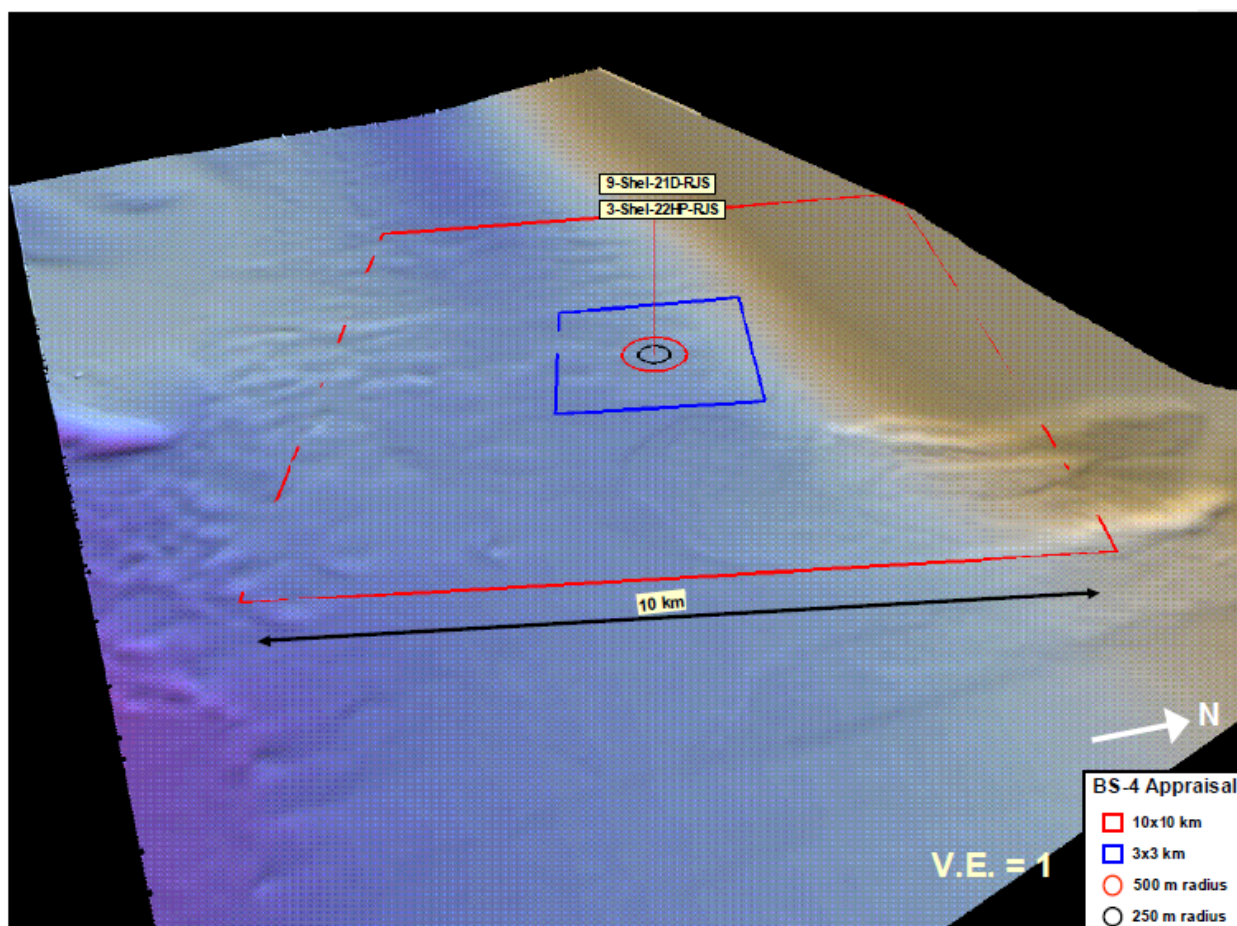


Figura II.5.1.23 – Bloco em 3D da região do bloco BS-4, sem exagero vertical, mostrando a área de perfuração com a topografia bastante plana. Também é evidenciada a presença da quebra do talude a norte e regiões mais basais do sopé, ao sul.

Fonte: SHELL (2006).

- **Faciologia dos sedimentos de fundo oceânico**

Por se tratar de uma região de talude a sedimentação na região do bloco BS-4 caracteriza-se por ser predominantemente hemipelágica (vasas pelágicas e terrígenos finos) e turbidítica. Pode-se inferir que o sedimento de fundo na região de interesse é fino (fração silte e argila), sendo portando, lamoso. Os sedimentos nas regiões de relevo mais plano não foram afetados por movimentos de massa ou fluxos de deslizamentos. A mapa faciológico da região se encontra na figura II.5.1.24.

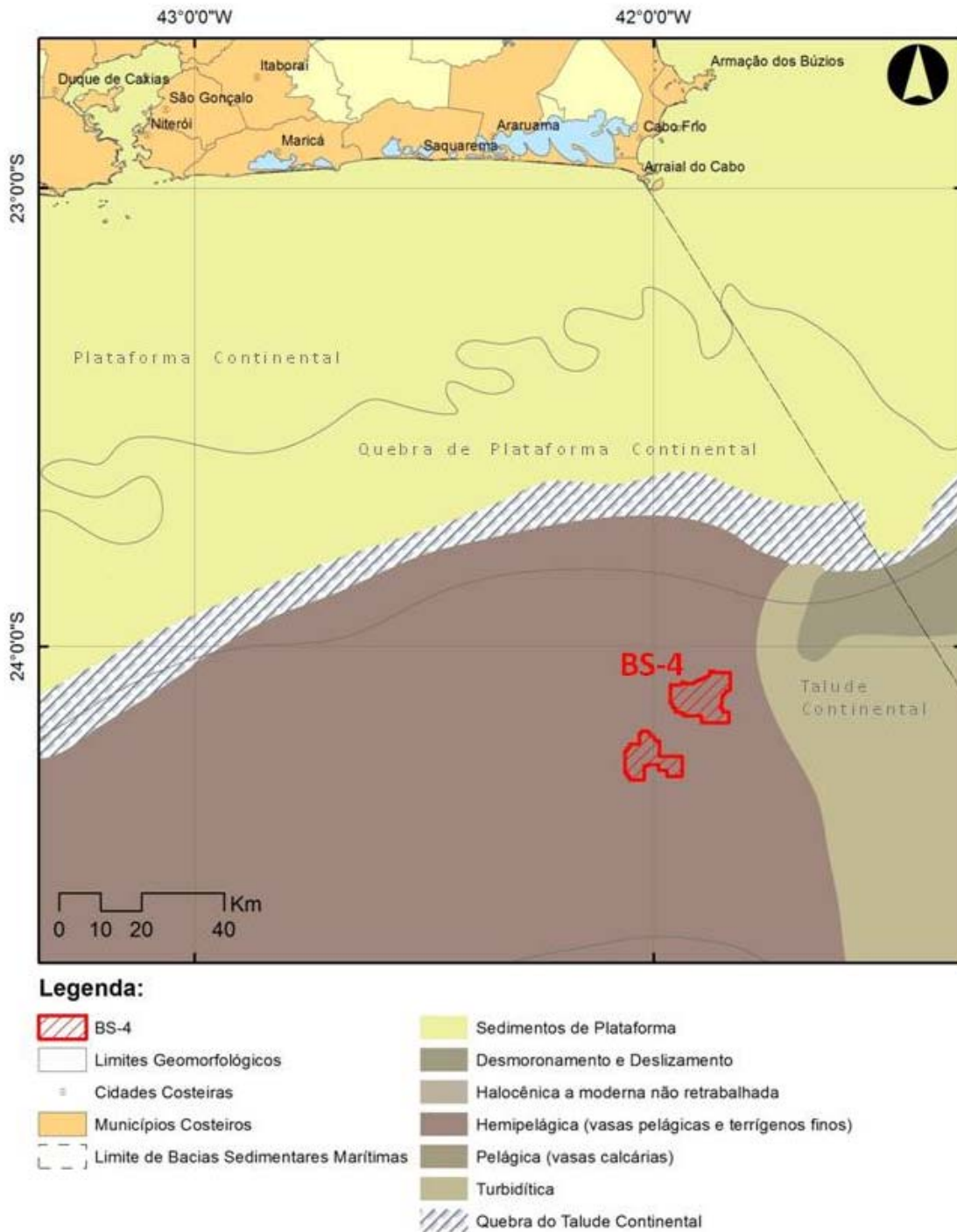


Figura II.5.1.24 – Mapa faciológico da região da Bacia de Santos onde se encontra o bloco BS-4. A sedimentação caracteriza-se por ser predominantemente hemipelágica.

Fonte: Modificado de REMAC (1978).

- **Condições de estabilidade e resistência do piso marinho (caracterização geotécnica)**

Um estudo de *geohazard* foi realizado pela Shell, com dados de *Piston Core* obtidos pelo NOAA, com o objetivo de se estabelecer quais são os riscos geológicos do empreendimento. Foi constatado que nas

proximidades do bloco BS-4 existem declives acentuados no fundo do mar, além de evidências de transporte de massa e possíveis anomalias em gás de reservatório raso. Existem evidências de instabilidades recentes em regiões próximas ao bloco, mas estes encontram-se fora da área de concessão. Desta forma não se espera que tais eventos de possíveis deslizamentos submarinos venham a interferir nas atividades desenvolvidas no BS-4.

Torna-se improvável que os eventos referentes às atividades de perfuração venham a desencadear eventos de deslizamentos, tendo em vista a distância do declive em relação a área de desenvolvimento das atividades de perfuração. As regiões mais sujeitas a este tipo de eventos estão localizadas ao longo do cânion ativo, em regiões fora do *ring fence* do campo, como observado na figura II.5.1.22.

Também se torna improvável a ocorrência de hidratos de gás na região do bloco. Um estudo realizado por COSTA *et al.* (1990) evidencia apenas um caso documentado, não sendo considerado um fator determinante na segurança dos empreendimentos na Bacia de Santos. Além disso, os hidratos são geralmente visíveis em dados sísmicos, o que não ocorre no bloco BS-4, conforme a figura II.5.1.25.

Durante os estudos de *geohazards* realizado pela SHELL, uma interpretação prévia de uma seção sísmica (figura II.5.1.22) apontou uma feição que poderia ser interpretado como um possível hidrato de gás, todavia uma análise mais detalhada excluiu essa possibilidade. A feição não foi considerada um hidrato devido a ausência de refletores cruzados, a uma não diminuição da amplitude nas camadas logo abaixo e a dificuldade em se mapear as reflexões BSR (*Bottom Simulating Reflector*), que não apresentaram características de hidratos de metano como reflexões suaves e de grande amplitude, facilmente visíveis.

Como as feições de hidratos são facilmente mapeáveis e não foram observados indícios da aparição no bloco BS-4, considerou-se pouco provável a ocorrência de hidratos nas locações propostas. Além disso, a presença de hidrocarbonetos em intervalos rasos é considerada baixa (0 a 5%). Já foram perfurados sete poços na área do bloco anteriormente, sem a ocorrência de hidratos de gás ou hidrocarbonetos rasos em nenhum deles.

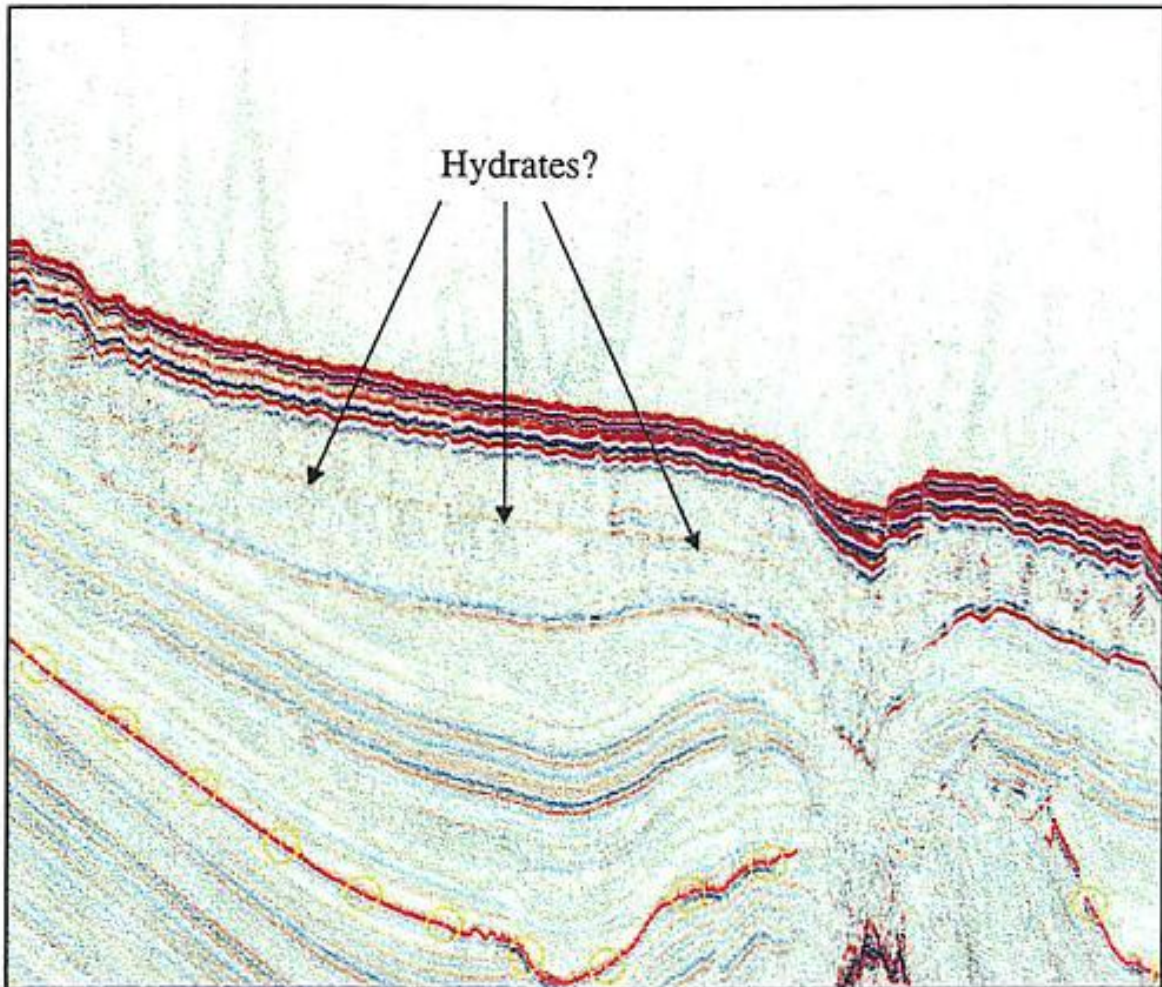


Figura II.5.1.25 – Perfil sísmico evidenciando feições que foram previamente identificadas como possíveis hidratos no bloco BS-4.

Fonte: SHELL (2000).

- **Geopressões**

Foi realizado um estudo de geopressões pela SHELL com o objetivo de se avaliar a possibilidade da ocorrência de pressões anômalas durante a perfuração da seção do Eoceno. Como resultado da avaliação da geopressão no reservatório do bloco BS-4, o gráfico (figura II.5.2.26) apresentou valores de pressão de poros inferiores aos valores de pressão de colapso, fratura e sobrecarga.

Desta forma, não são esperadas anomalias de pressão durante a perfuração dos poços. Além disso, a perfuração de dois poços na região do empreendimento, realizados pela empresa SHELL (9-SHEL-19D-RJS / 3-SHEL-20HPA-RJS) apresentaram gradientes de pressões normais, sendo equivalentes as pressões previamente previstas para a localidade. Entretanto, a Queiroz Galvão está elaborando um novo estudo de geopressões que será encaminhado assim que disponível a CGPEG/IBAMA.

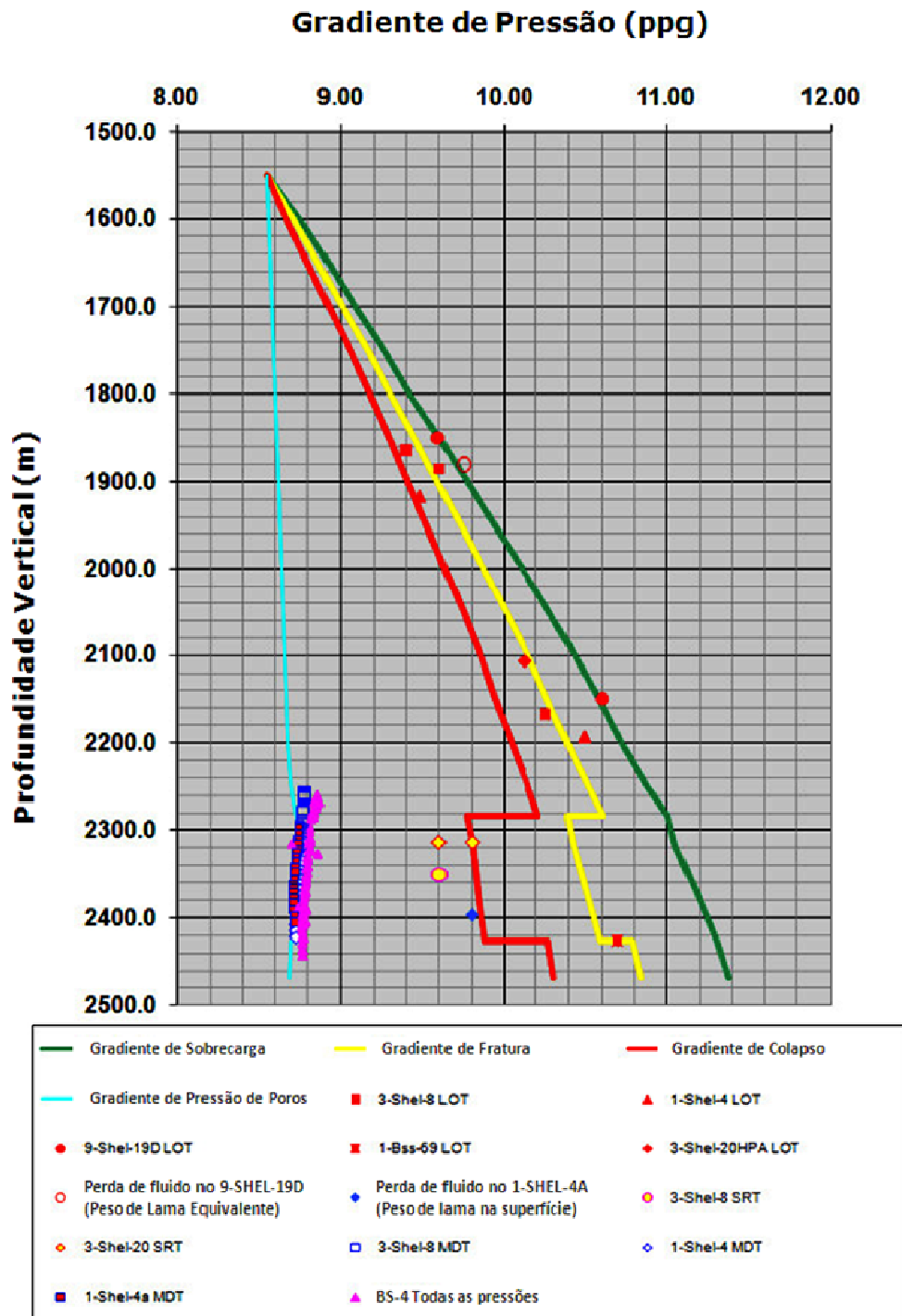


Figura II.5.2.26 – Diagrama de pressões de poros e gradiente de fratura constatada nos poços do bloco BS-4. O gráfico apresenta valores de pressão de poros inferiores aos valores de pressão de colapso, fratura e sobrecarga.

Fonte: SHELL (2010).

• Procedimentos de Controle do Poço

Existem procedimentos de segurança previstos pela indústria de petróleo durante a perfuração de um poço com o objetivo permanente de manter o controle da pressão do mesmo. Desta forma, os procedimentos previnem eventuais desequilíbrios no sistema de fluidos, melhoram a resposta em caso de perdas de circulação e influxos de fluido (*kick*), e permitem retomar o controle do poço sem ocasionar prejuízos ao empreendimento e ao meio ambiente.

Os procedimentos preventivos a serem seguidos pela QGEP durante uma perfuração para manter o controle do poço são:

- Realizar estudos de estimativas de pressão de poros e do gradiente de fratura para a determinação de peso de lama;
- Análise em dados sísmicos para avaliar a existência de *shallow hazards* e *geo hazards* e, se necessário, alterar a posição da perfuração;
- Realizar exercícios simulados de detecção de *kick* e de fechamento de poço (*drills*) com as equipes de sondagem por pelo menos uma vez a cada embarque de 14 dias;
- Elaborar uma APR (Análise Preliminar de Risco), para a realização de operações consideradas críticas (teste de formação, assentamento de BOP submarino, retirada de gás de dentro do BOP, atividade de pescaria e canhoneio);
- Testar os equipamentos do sistema de controle de poço conforme definido na norma API RP 53 e programa do poço;
- Utilizar PWD (*Pressure While Drilling*) na perfuração de poços exploratórios;
- Realizar o abastecimento do poço de manobra;
- Monitorar a pressão hidrostática do poço bem como as pressões de poro e fratura durante a perfuração das diversas fases ou seções do poço;
- Usar BOP apropriado para conter e controlar qualquer influxo indesejável, circulando para fora do poço e, depois, ajustando a densidade do fluido de perfuração para suportar a nova pressão de formação. Dessa forma garantindo que o fluido de perfuração tenha uma pressão maior do que a pressão de poro.
- Testar o BOP antes de sua descida na superfície, quando da primeira descida e conexão com a cabeça de poço;
- Monitorar permanentemente o nível do fluido de perfuração nos tanques;
- Monitorar a pressão nas bombas de lama e vazão de bombeio, bem como controlar a vazão de lama para evitar o influxo de óleo da formação no poço.

- Manter material de contingência estocado na sonda para uso caso seja necessário combater uma perda excessiva de fluido de perfuração para a formação;
- Trabalhar com um volume adequado de fluido de perfuração, mantendo permanentemente uma reserva de segurança;
- Acionar os preventores anulares capacitados para fechamento do poço em emergência, através das válvulas gavetas com pressão de trabalho adequada, situadas entre os preventores (linhas de *choke* e *kill*);
- Em caso de detecção de influxo indesejável no poço (*kick*), o procedimento imediato é parar a perfuração e fechar o Preventor de Erupção – BOP. Este preventor isola o poço, prevenindo um influxo maior.

MAPA II.5.1.1 – Mapa das principais feições estruturais da Bacia de Santos.

MAPA II.5.1.2 – Mapa das principais feições geomorfológicas da Bacia de Santos.

MAPA II.5.1.3 – Mapa das principais fácies sedimentares da Bacia de Santos.

