

II.5.1.4 - Geologia e Geomorfologia

a) Introdução

Nesta seção serão expostas as características geológicas e geomorfológicas da Bacia de Campos, sendo contemplados os aspectos estruturais, estratigráficos, e fisiográficos mais relevantes da região, bem como do bloco BC-20, abrangendo ainda os temas relevantes quanto às implicações do empreendimento alvo deste Estudo de Impacto Ambiental (EIA).

A Bacia de Campos está localizada no litoral sudeste do Brasil (Mapa II.5.1.4-1), ocupando uma área de cerca de 120.000 Km², desses apenas 500 Km² estão na porção emersa. A Norte limita-se com a Bacia do Espírito Santo pelo Alto de Vitória, um afloramento do embasamento basáltico associado à borda oeste da Cadeia Vitória-Trindade, enquanto que a Sul seus domínios são limitados pelo Alto de Cabo Frio, separando a Bacia de Campos da Bacia de Santos. A *offshore* a bacia está limitada pela isóbata de 3.500 m.

De acordo com a Agência Nacional de Petróleo, Gás e Biocombustíveis (ANP), a atuação do sistema petrolífero da bacia pode ser considerada extremamente eficiente, visto o alto nível na qualidade dos produtos encontrados. A interação cumulativa dos elementos considerados essenciais resultou num sincronismo ideal de geração, migração e trapeamento de hidrocarbonetos e, conseqüentemente, na acumulação e descoberta de enormes volumes de óleo e gás, correspondendo, segundo dados da Petrobrás S/A (2008), a cerca de 84% de toda a produção de petróleo no Brasil.

Devido à sua evolução geológica, a Bacia de Campos é a mais prolífica província petrolífera dentre as bacias sedimentares brasileiras. Dados correspondentes ao ano de 2009 mostram que cerca de 86% da produção de petróleo *offshore* foram provenientes dessa bacia, que possui uma produção de óleo provada equivalente a 605.213 mil barris.

O Bloco BC-20 localiza-se na área sul da bacia, a cerca de 100 Km da costa em frente ao município de Arraial do Cabo, em profundidades que variam de 110 m a aproximadamente 2200 m.

Para a realização do presente Estudo de Impacto Ambiental (EIA) foram utilizados dados referentes aos Campos de Papa-Terra e Maromba, ambos pertencentes ao Bloco BC-20. Esses campos e a delimitação do bloco estão representados na Figura II.5.1.4-1.

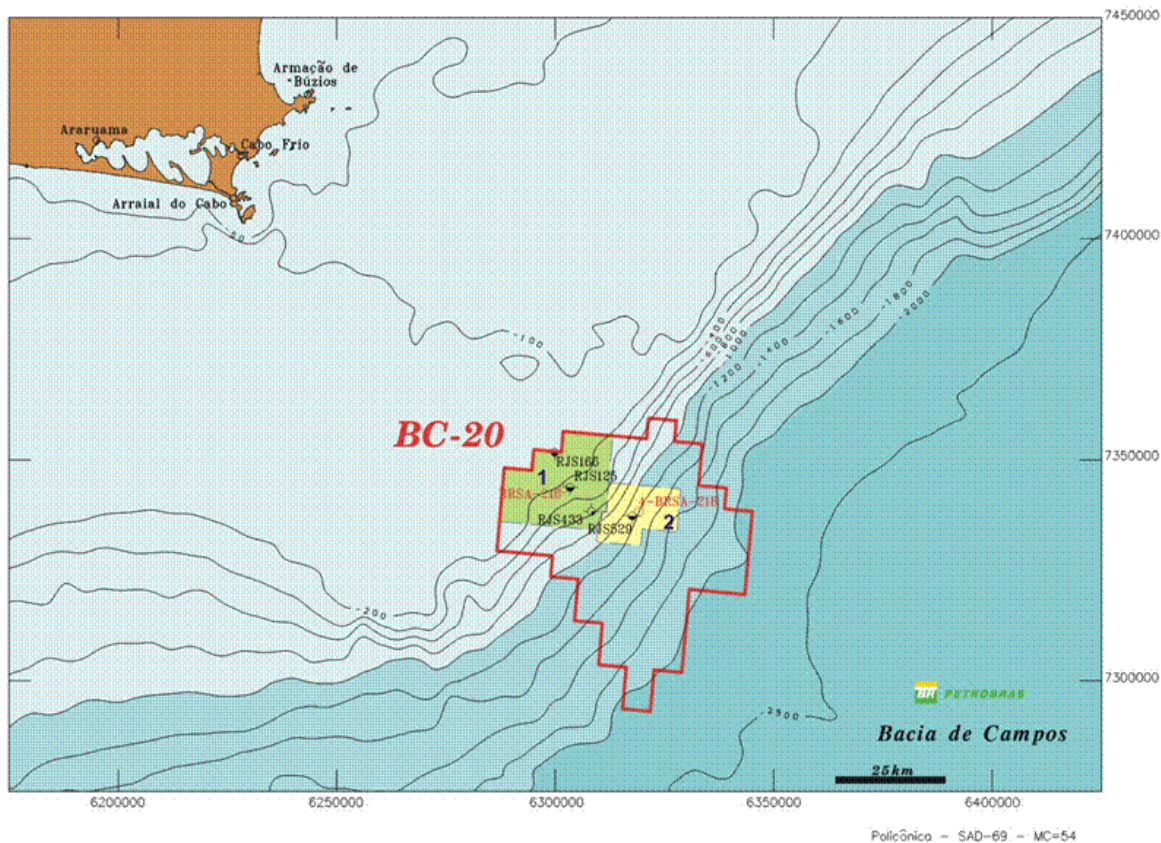


Figura II.5.1.4-1 - Localização do Bloco BC-20 e dos campos (1) Maromba e (2) Papa-Terra.

Fonte: PETROBRAS, 2008.

b) Geologia Regional

A Bacia de Campos apresenta características em sua evolução tectono-sedimentar que a torna singular em termos de potencial petrolífero. Sua origem, bem como das demais bacias da margem continental leste brasileira, está relacionada ao processo de abertura do Atlântico Sul (Mohriak, 2003), que teve início há cerca de 140 Ma com a fragmentação do supercontinente Gondwana e a

consecutiva deriva continental observada como resultado dos esforços distensivos entre os continentes da América do Sul e da África.

A evolução das bacias sedimentares mesozóicas da margem continental brasileira compreende três seqüências básicas: clástica não marinha, evaporítica e marinha, sendo que essa última é subdividida nas seqüências carbonáticas, transgressiva e regressiva (Figura II.5.1.4-2) (Chang e Kowsmann, 1987 *apud* Mohriak, 2003).

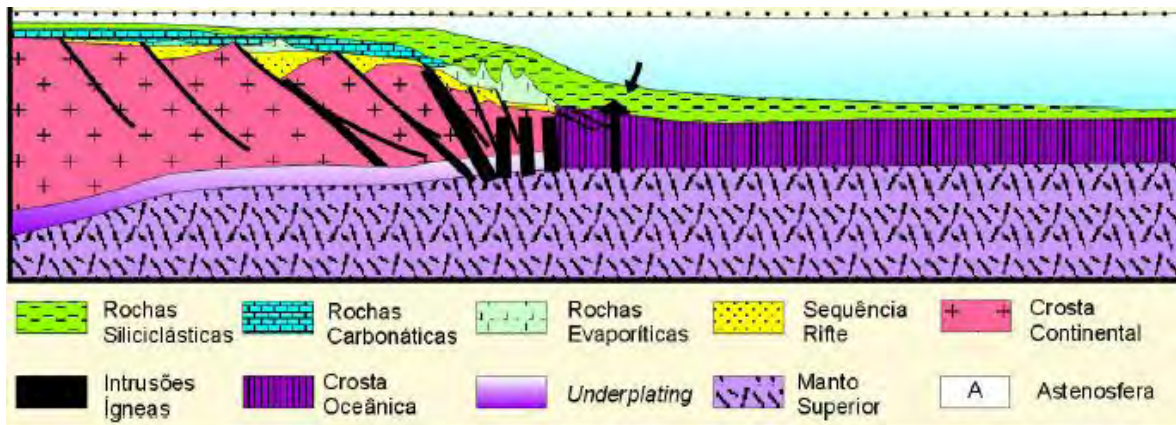


Figura II.5.1.4-2 - Modelo geológico esquemático da Bacia de Campos.

Fonte: Mohriak, 2003

As rochas pré-rifte na margem continental sudeste podem ser associadas ao derrame de lavas do Jurássico Superior– Cretáceo Inferior da Formação Serra Geral, que se estende da Bacia do Paraná até a região da plataforma continental, constituindo o embasamento econômico das bacias de Pelotas até Espírito Santo (Cainelli e Mohriak, 1998).

Na Bacia de Campos, a Megasseqüência Sinrifite (Megasseqüência Continental) foi depositada em ambiente fluvial e lacustre, sendo constituída por seqüências vulcano-sedimentar da Formação Cabiúnas (Neocomiano). O rifte da margem leste brasileira estende-se por cerca de 3.500 km, sendo, em geral, limitado na margem oeste por falhas normais sintéticas com rejeitos variáveis, chegando a 2.000 m na Bacia de Campos.

Sobre a Formação Cabiúnas, são encontradas seqüências carbonáticas-siliciclásticas lacustres da Formação Lagoa Feia, com presença de

coquinas de pelecípodes em sua porção superior (Membro Coqueiros), intercaladas por folhelhos pretos carbonosos, nas partes mais distais do rifte.

A acumulação de coquinas se desenvolveu ao longo dos altos do sistema de riftes, longe das áreas de aporte de sedimento terrígeno. Segundo Guardado *et al* (1989), essas coquinas, juntamente com os basaltos fraturados, constituem reservatórios produtores de hidrocarbonetos na seção rifte da Bacia de Campos.

A Megasequência Transicional (fase Golfo) é caracterizada por um período de relativa quiescência tectônica após rotação e basculamento de blocos de rifte. Nesse momento, a tectônica salífera (Aptiano Superior– Albiano Inferior) controla a migração e a distribuição de hidrocarbonetos para os reservatórios superiores por meio de falhas lítricas. Como resultado tem-se uma série de trapas combinadas, estratigráficas e estruturais, onde estão localizados vários campos de hidrocarbonetos (Figueiredo e Mohriak, 1984).

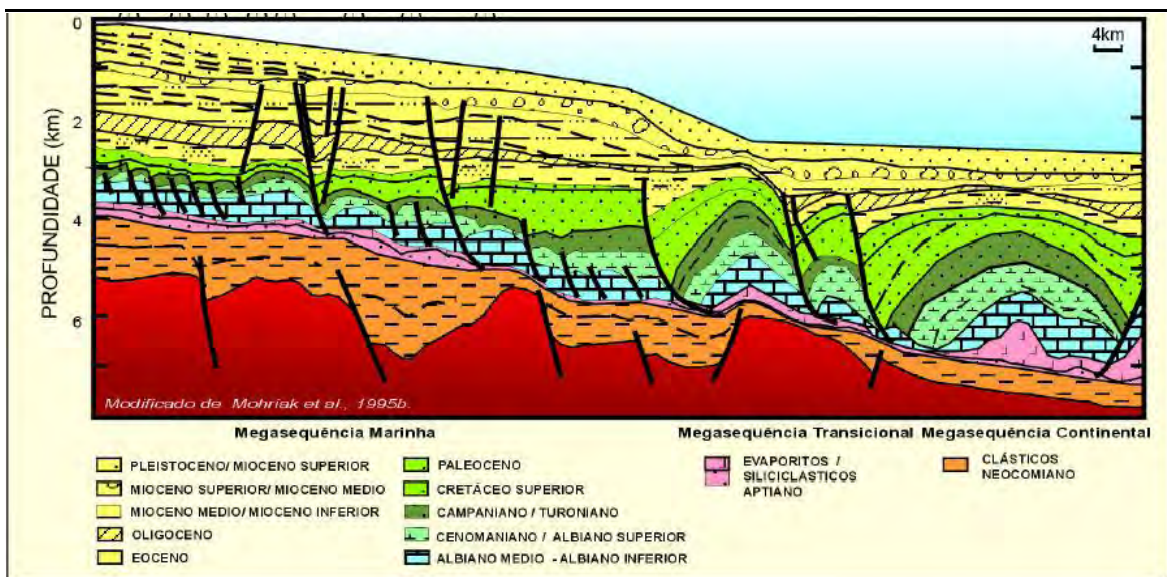


Figura II.5.1.4-3 - Seção convertida em profundidade na Bacia de Campos, com interpretação geológica das principais seqüências tectono-sedimentares, ilustrando feições halocinéticas em águas profundas.
Fonte: Mohriak, 2003.

A fase transicional é ainda marcada pelas evidências de processos de peneplanização, acarretando uma suavização do relevo, esse evento erosivo resultou na formação de clásticos grosseiros (arenitos e conglomerados) sobre a

discordância *break-up unconformity*, nas regiões proximais, e de carbonáticos e siliciclásticos finos nas regiões mais distais.

O contínuo estiramento litosférico e o decaimento da anomalia térmica resultaram numa contração da crosta oceânica e conseqüente subsidência isostática. Como resultado, houve a dissipação das barreiras de restrição no proto-oceano dando lugar a um ambiente marinho raso constituído por calcarenitos (Membro Quissamã) e calcilutitos (Membro Outeiro) correspondentes à Formação Macaé do Albiano Inferior, desenvolvendo-se assim uma extensa plataforma carbonática.

Esses sedimentos depositaram-se diretamente sobre os evaporitos proximais na forma de rampa carbonática (Spadini *et al.*, 1988), sob condições áridas e neríticas rasas. A fase de mar raso é denominada como Super-seqüência Marinha Transgressiva, que é caracterizada por turbiditos albo-cenomanianos, que formam extensos lençóis arenosos, enquanto que os turbiditos cenomaniano-turoniano estão confinados em calhas mais estreitas controladas por falhas durante uma fase de intensa halocinese (Bacoccoli *et al.* 1980; Guardado *et al.*, 1989).

Com o aumento do nível do mar, é estabelecido o ambiente marinho profundo batial no Eoturoneano/Neopaleoceno, instalando-se a Super-seqüência Marinha Regressiva, marcada pela deposição do Grupo Campos acima de uma discordância da base do Terciário. O preenchimento da bacia caracteriza-se por um estilo retrogracional no Cretáceo Superior com ambiente de deposição marinho profundo.

c) *Arcabouço Estrutural*

A bacia é caracterizada por dois estilos tectônicos bem distintos: uma tectônica diastrófica, que afeta os sedimentos da fase rifte, e uma tectônica adiastrófica, relacionada à halocinese. O primeiro registro dessa tectônica adiastrófica ocorre na transição Eoalbiano/Mesoalbiano, originada pela sobrecarga de sedimentos e basculamento da bacia (Dias *et al.* 1990).

O embasamento cristalino da Bacia de Campos foi exaustivamente amostrado em subsuperfície, e corresponde aos mesmos domínios litológicos de gnaisses Pré-Cambrianos que afloram nas áreas vizinhas das bacias marginais,

esses domínios estão associados à Faixa Ribeira Central, um cinturão de dobramentos e empurrões que se estende por 1400 km ao longo da Margem Atlântica (Heilbron *et al.*, 2000).

O Neojurássico marcou o início do efetivo rifteamento na porção sul da América do Sul (Uliana & Biddle, 1988; Urien & Zambrano, 1996). O arcabouço estrutural pré-existente, que inclui trendes do Pré-Cambriano, Paleozóico e Triássico, exerceu um importante papel durante o rifteamento Mesozóico, uma vez que a ruptura do Atlântico Sul acomodou-se como falhas normais sobre um grão estrutural mais antigo.

Segundo Dias *et al.* (1990), esse desenvolvimento tectônico originou, na Bacia de Campos, durante o Cretáceo Inferior, um sistema de *rift valley* alongado na direção NE-SW, sendo esta a direção predominante dos falhamentos. Falhas de direção NW-SE e E-W são muito menos expressivas, sendo que falhamentos de direção E-W poderiam constituir-se em falhas de transferência, pois apresentam direções mais próximas à direção dos esforços.

A análise estrutural mostra que a direção NE dos falhamentos é mais acentuada ao sul da projeção sudeste do Cabo de São Tomé, tendendo para N/NE na porção setentrional da Bacia de Campos. Um importante alinhamento de direção NE com pequenas inflexões para E marca o limite oeste da sedimentação rife, sendo denominado Falha- Charneira de Campos.

A presença de elementos estruturais, representados por falhas lítricas sintéticas de direção geral NE-SW (formadas devido ao colapso do sal) e falhas com direção NW-SE (com movimentos transcorrentes), tiveram grande importância como rotas de migração de hidrocarboneto.

A sedimentação na área da concessão de Papa Terra foi influenciada fortemente pela tectônica halocinética e pela sedimentação de seqüências vulcanoclásticas complexas. Este vulcanismo é bem visualizado em sísmica onde se mapeia: a) cones vulcânicos, b) derrames de lavas e c) diabásios intrusivos. Atividades sísmicas, associadas aos vulcanismos da época, devem ter sido iniciadoras de alguns dos fluxos gravitacionais de sedimentos, responsáveis pela deposição de espessos corpos de arenito, alguns deles portadores de petróleo.

O magmatismo sempre esteve presente na história evolutiva dessa região, além do derrame basáltico responsável pela composição do embasamento

econômico da bacia (Fm. Cabiúnas), são reconhecidas duas seqüências vulcano-sedimentares durante a fase pós-rifte (Souza, 2006).

O primeiro desses eventos magmáticos é datado de 80 ± 5 Ma (Cretáceo Superior), momento de formação do Arco de Cabo Frio. Nessa região, sedimentos turonianos a campanianos ocorrem intercalados a rochas vulcanoclásticas, basaltos e diques de diabásio (Muhriak, 2004 *apud* Souza, 2006).

Segundo Souza (2006), o magmatismo recorrente voltou a formar cones vulcânicos tanto na região emersa quanto na imersa entre o Paleoceno e o Eoceno Inferior/Médio (60 – 50 Ma) (Mohriak, 2004), sendo registrados vulcanismos levemente alcalinos e ocorrendo principalmente no limite com a Bacia de Santos. Esse evento está ainda associado à formação de grábens assimétricos do Triássico (Riccomini, 2004; Mohriak *et al*, 1995).

Dentre as estruturas presentes no arcabouço estrutural da Bacia de Campos, destacam-se altos, grábens e falhas (Figura II.5.1.4-4).

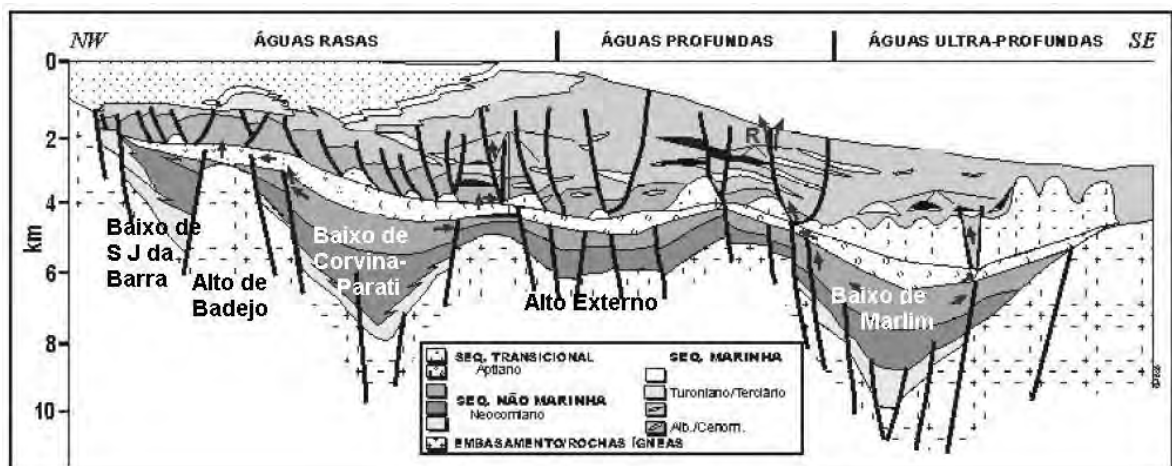


Figura II.5.1.4-4 - Representação das principais estruturas do arcabouço estrutural da Bacia de Campos.

Fonte: Milani *et al.*, 2000

O Alto Regional de Badejo destaca-se pela forte influência na sedimentação da plataforma média e externa da porção meridional da bacia. Outras estruturas positivas, denominadas Alto Central e Alto Externo, ainda são alvos de estudos para um melhor conhecimento de sua influência no condicionamento do preenchimento sedimentar da bacia. Ao longo da porção oriental do Alto de

Badejo, encontra-se um nicho estrutural denominado Baixo Corvina-Parati, em referência aos campos petrolíferos de mesmo nome.

Essa situação exemplifica bem o ambiente deposicional genérico da bacia à época do Cretáceo Superior, quando regiões estruturalmente mais altas condicionaram a acumulação de rochas com características favoráveis de reservatório petrolífero, em áreas relativamente mais baixas.

No limite sul está o Alto de Cabo Frio, que se estende por toda plataforma continental. Dentre as principais feições desse alto destaca-se uma zona de transferência expressa por falhas de alto ângulo, mergulhando para o continente e descolando blocos da plataforma carbonática albiana. Esses sistemas de falhas são responsáveis pelo controle das feições mapeáveis numa área de centenas de quilômetros de comprimento por dezenas de largura. Próximo ao limite de São Paulo e Rio de Janeiro a propagação norte-sul do rifte da Bacia de Santos é interrompida e transferida mais a norte na Bacia de Campos.

A norte, o Alto de Vitória define uma zona de transferência entre a Bacia de Campos e a Bacia do Espírito Santo, capaz de ser periodicamente reativada através de um regime regional de esforço.

Uma das principais falhas que ocorre na região da Bacia de Campos é a Falha de Cabo Frio, uma falha lítrica que se estende desde o centro da Bacia de Santos até o extremo SW da Bacia de Campos. A origem dessa falha está associada ao escape de sal para a região de águas mais profundas criando um *gap* estratigráfico dos carbonatos albianos e ao mesmo tempo abrindo espaço para o avanço das cunhas siliciclasticas progradantes do Cretáceo Superior. No que diz respeito ao Bloco BC-20, o sistema de Falhas de Cabo Frio é considerado a principal rota de migração dos hidrocarbonetos.

A movimentação do sal das bacias evaporíticas exerce uma força nos depósitos formados imprimindo vários tipos de estruturas no arcabouço da bacia sedimentar. Na Bacia de Campos, a maior parte das falhas normais relacionadas à tectônica de sal apresenta rejeito sintético, com mergulho do plano de falha na direção da bacia e rotação dos blocos na direção do continente, com a criação de cunhas de sedimentos que espessam para oeste (Duval *et al.* 1992).

Sendo assim, a tectônica salífera e o vulcanismo tiveram papel importante no relevo e erosão da área durante o Cretáceo e Terciário. A intensa erosão do

Eoceno, que moldou profundamente o relevo, deixou partes/relíctos da sedimentação cretácea, entre eles os principais reservatórios da área de idade Maastrichtiana e Campaniana, e formaram calhas e depressões para a acomodação dos sedimentos do Eoceno.

No Bloco BC-20, nas seqüências deposicionais do Cretáceo Superior e Terciário, as calhas que atuaram como condutos e sítios de deposição para os fluxos gravitacionais arenosos foram controladas por duas direções estruturais principais: NE-SW e NW-SE, herdadas de falhas da fase rifte e reativadas durante o Cretáceo Superior e Terciário (principalmente Paleoceno/Eoceno). As calhas NW-SE facilitaram a conexão da borda da plataforma com as porções distais da bacia e estiveram provavelmente associadas a movimentos de falhamentos transcorrentes concomitantes e posteriores à sedimentação.

No Campo de Maromba foi observado que as seqüências carbonáticas do Albiano estão associadas a um bloco alto (área aproximada de 70 km²) de um conjunto de falhas sintéticas e uma falha antitética conjugadas de direção geral NE/SW.

Um excepcional exemplo de falhamento com cisalhamento basal antitético (Mohriak *et al.* 1995) pode ser identificado na região de Cabo Frio, entre a porção sul da Bacia de Campos e as porções norte e central da Bacia de Santos. Nessa região caracteriza-se notável sistema de falhas normais antitéticas, associadas à tectônica de sal, resultado do colapso de estratos sedimentares junto da quebra da plataforma continental (Mohriak *et al.* 1995; Mohriak e Szatmari, 2001).

Os edifícios vulcânicos da base do Terciário estão localizados no baixo estrutural adjacente ao Alto Externo, o qual corresponderia a um centro de espalhamento abortado da idade Cretáceo Inferior e, portanto, uma zona de fraqueza propicia para reativações tectônicas Pós-Aptianas.

Outra importante estrutura encontrada na Bacia de Campos é a Linha de Charneira, que limita a deposição de sedimentos Pré-Aptianos e apresenta uma deflexão leste-oeste (Szatmari *et al.* 1984). A Linha de Charneira corresponde a um incremento acentuado no ângulo de mergulho do embasamento em direção ao mar, e localmente, está associada a um falhamento bastante expressivo, com rejeitos, ao nível do embasamento, da ordem de centenas de metros.

A análise da evolução tectono-sedimentar sugere que durante a deposição da Fm. Macaé/Membro Quissamã, a sedimentação já se encontrava controlada por uma zona de charneira de direção geral NE/SW, herdada de altos do embasamento que exerceram controle sobre a deposição desde a fase rifte, gerando um alto estrutural onde foram empilhados os ciclos carbonáticos portadores de hidrocarbonetos.

As seqüências carbonáticas do Barremiano estão estruturalmente associadas à uma falha antitética a oeste, um conjunto de falhas normais a leste e a interpretação de uma zona de transferência a norte definem o arcabouço estrutural do Campo de Maromba. Este arcabouço está associado a altos estruturais herdados do sistema de falhas normais escalonadas do embasamento.

d) *Estratigrafia*

A estratigrafia da Bacia de Campos, como representada na coluna estratigráfica (Figura II.5.1.4-5), divide-se em três seqüências distintas: (1) seqüência inferior clástica, de ambiente continental fluvio-marinha; (2) seqüência intermediária transicional caracterizada pela sedimentação evaporítica; (3) seqüência superior marinha (Asmus e Ponte, 1973 *apud* Asmus e Ferrari, 1978).

A camada estratigráfica inferior do pacote rifte corresponde à Formação Cabiúnas, que, segundo Mohriak (2003), repousa de forma discordante sobre o embasamento Pré-Cabriano, sendo composta por depósitos vulcano-sedimentares do Neocomiano (120 a 134 Ma) constituídos por basalto toleítico fraturado proveniente da intensa atividade vulcânica durante o processo de rifteamento. A Formação Cabiúnas constitui exemplo de reservatório em rochas magmáticas com produção de hidrocarbonetos. A porosidade por fraturamento é dominante, embora porosidade vesicular e porosidade de matriz também sejam observadas (Mizusaki *et. al*, 2008).

Depositada acima e localmente interdigitada com a Fm. Cabiúnas está a Formação Lagoa Feia, que abrange um intervalo de tempo que vai do Neocomiano – Barremiano até o Albiano basal, representando a fase de lagos, anterior à ingressão marinha (Mohriak, 2003). A porção inferior da Fm. Lagoa Feia inclui conglomerados com abundantes clastos de basalto que formam grandes

leques ao longo das falhas de borda; também ocorrem arenitos, folhelhos ricos em matéria orgânica e coquinas, definindo um contexto de sedimentação lacustre.

As coquinas depositadas nos altos estruturais são também importantes reservatórios. Eles estão constituídos por lentes de coquinas de mais de 10 m de espessura, formadas por camadas empilhadas relativamente finas (20 a 100 cm de espessura) de calcirruditos ricos em bivalves, que mostram localmente estratificação cruzada, associada com camadas finas de calcarenitos ou folhelhos calcários e sem intercalações de rochas siliciclásticas. Esses depósitos representam eficientes reservatórios de hidrocarbonetos graças à porosidade e permeabilidade.

A parte superior da Fm. Lagoa Feia é representada por uma seqüência de conglomerados e folhelhos avermelhados do Aptiano recobertos por uma seção de evaporitos do Neoaptiano (Membro Retiro). A ocorrência do pacote aptiano é limitada por uma zona de falha sintética de orientação geral SW-NE que se desenvolve paralela e próxima à linha de costa (Milani *et al.*, 2001).

Segundo Milani *et al.*, (2001), durante o Albiano-Cenomaniano, as condições marinhas prevaleceram na bacia. A Formação Macaé consiste em carbonatos clásticos, em sua maior parte calcarenitos algálicos intercamadados com micritas (Barboza *et al.*, 2003), e oolíticos (Membro Quissamã) que, localmente, aparecem completamente dolomitizados. A sucessão vertical inclui calcilitos, margas e folhelhos (Membro Outeiro) e arenitos turbidíticos (Membro Namorado). Nas porções mais proximais, a Fm. Macaé é constituída por conglomerados e arenitos pobremente selecionados (Membro Goitacás).

O Grupo Campos, composto pelas Formações Ubatuba, Carapebus e Emboré designa a seção clástico-carbonática sobreposta aos carbonatos da Fm. Macaé (Pellizzon, 2005). A Formação Ubatuba é constituída por folhelhos e leques submarinos arenosos, os quais preenchem cânios com conglomerados e areias turbidídicas (Bruhn e Walker, 1995 *apud* Pellizzon, 2005). A parte inferior foi individualizada no Membro Tamoios, onde as rochas apresentam maior litificação.

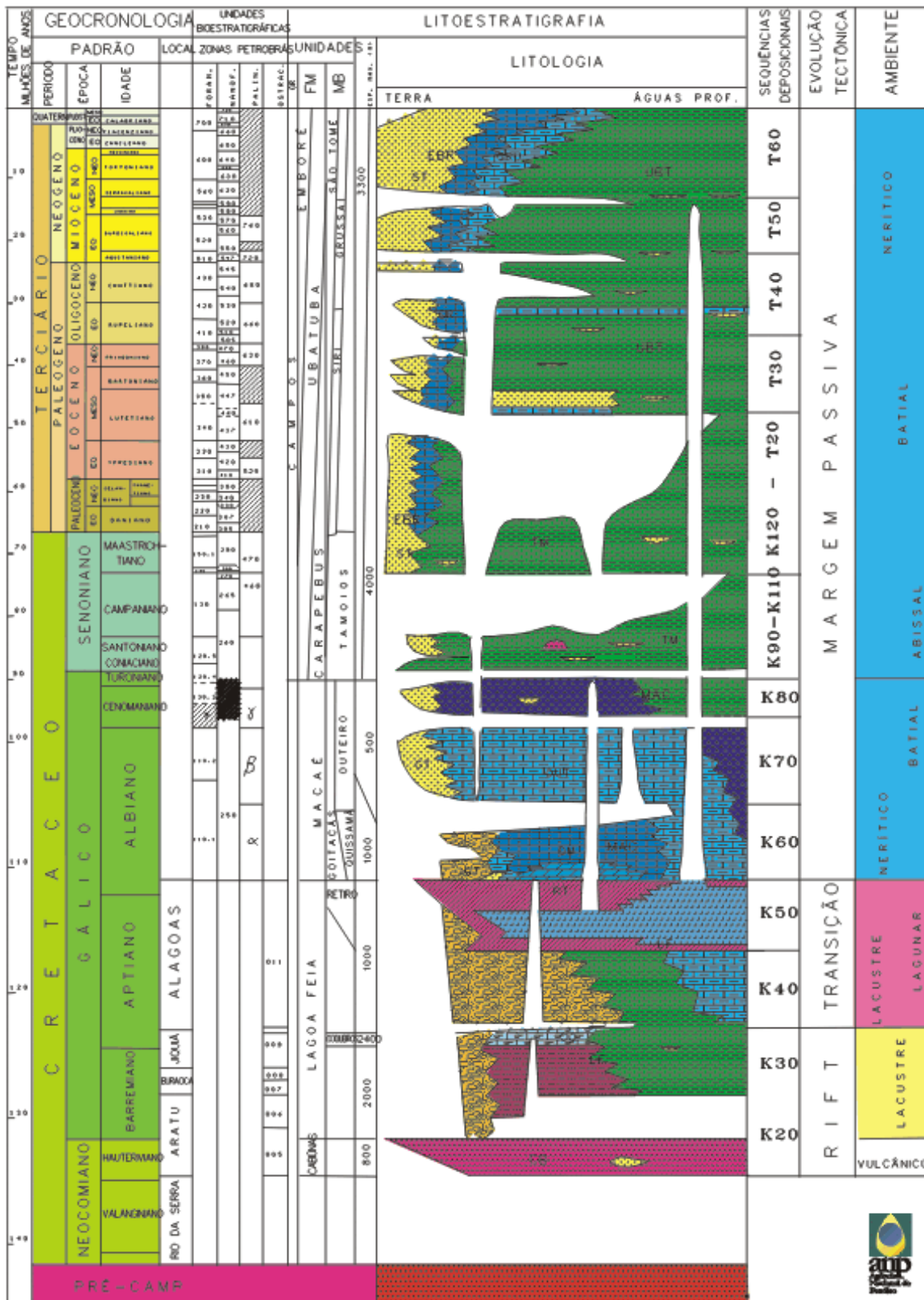


Figura II.5.1.4-5 - Coluna estratigráfica da Bacia de Campos. Fonte: ANP, 2008.

Intercalada à Fm. Ubatuba, encontra-se a Formação Carapebus, que contém a maioria das reservas de petróleo da Bacia, apresentando valores médios, para o Campo de Papa-Terra, de porosidade, do tipo intragranular secundário, e permeabilidade de 27% e 1700 mD, respectivamente (PETROBRAS, 2008). Essa Formação é constituída por arenito fino a conglomerático, do Turoniano ao Holoceno, que correspondem aos principais reservatórios do Campo de Papa-Terra. Esses reservatórios são capeados por folhelhos, margas e diamictitos da Fm. Ubatuba.

A Fm. Emborê constitui a unidade litoestratigráfica mais proximal da Bacia de Campos e suas rochas são predominantemente arenitos e carbonatos impuros sobrepostos e lateralmente interdigitados com os pelitos da Fm. Ubatuba. A deposição ocorreu sob a forma de leques costeiros e plataforma carbonática, do Maastrichtiano ao Holoceno. Seu sistema poroso, bastante heterogêneo, se caracteriza por porosidades intergranulares e vugs, apresentando valores médios de 25% de porosidade e 1500 mD de permeabilidade.

Os sistemas petrolíferos atuantes na área do Bloco BC-20 são: Lagoa Feia–Carapebus, para os reservatórios siliciclásticos portadores de hidrocarbonetos do Eoceno Médio, Inferior e Cretáceo Superior (Maastrichtiano/Campaniano); Lagoa Feia–Macaé, para os reservatórios Albianos carbonáticos e dolomíticos da Formação Macaé/Mb. Quissamã e Lagoa Feia–Lagoa Feia para os reservatórios Barremianos (Andar Jiquiá) compostos por coquinas da Fm. Lagoa Feia.

A área do Campo de Maromba engloba uma variedade de ambientes tectono-sedimentares distintos, com suas seqüências deposicionais e seus sistemas petrolíferos característicos, associados às diferentes épocas e idades, indo desde o cretáceo inferior até terciário (Figura II.5.1.4-5). A seção geológica exibindo a distribuição das diversas seqüências sedimentares e seus respectivos reservatórios encontrados na área do campo: arenitos do cretáceo superior (Maastrichtiano/Campaniano) e do terciário (Eoceno Médio/Inferior); carbonatos do Albiano (Fm. Macaé) e Coquinas da Fm. Lagoa Feia e a seção geológica arbitrária em profundidade exibindo a distribuição das seqüências sedimentares com os reservatórios do Eoceno Inferior, Albiano e Barremiano na área dos poços

3-BRSA-417-RJS (RJS-637) e BRSA-255-RJS (RJS-614) estão apresentadas nas Figuras II.5.1.4-6 e II.5.1.4-7, respectivamente.

A sedimentação na área foi influenciada pela deposição de seqüências vulcanoclásticas complexas, de composição básico/alcalina de idade Eoceno Inferior, formando estruturas semelhantes a cones vulcânicos. Petrograficamente são descritas como hialoclastitos, indicando vulcanismos subaquosos. Além das seqüências vulcanoclásticas, as seqüências sedimentares são intrudidas por um enxame de diques de diabásio. Este vulcanismo é bem visualizado em sísmica onde é possível o mapeamento de cones vulcânicos, derrames de lavas e diabásios intrusivos.

Atividades sísmicas associadas aos vulcanismos do Cretáceo Superior e do Eoceno Inferior devem ter tido atuação preponderante como iniciadoras dos fluxos gravitacionais de sedimentos responsáveis pela deposição de espessos corpos de arenitos, alguns deles portadores de hidrocarbonetos, além de terem formado calhas preferenciais para o aporte dos sedimentos siliciclásticos do Cretáceo e do Terciário. A intensa erosão do Eoceno, que moldou profundamente o relevo, deixou partes/relictos da sedimentação cretácea, dentre os quais estão os principais reservatórios do Maastrichtiano e Campaniano caracterizando-os como trapas mistas de cunho paleogeomórfico. Os arenitos canalizados do Cretáceo Superior estão recobertos e protegidos da erosão do Eoceno por espesso pacote de rochas vulcânicas na forma de hialoclastitos (até 400 m de espessura). As seqüências deposicionais para o Cretáceo Superior foram denominadas da base para o topo, como: seqüência do Santoniano, seqüência do Campaniano/Maastrichtiano e seqüência do Maastrichtiano.

As três seqüências deposicionais dos carbonatos do Mb. Quissamã da Fm. Macaé, bem definidas em perfis, se desenvolveram a partir do Albiano inferior formando ciclos de raseamento e espessamento para o topo (*shallowing-upward*), separados por superfícies transgressivas.

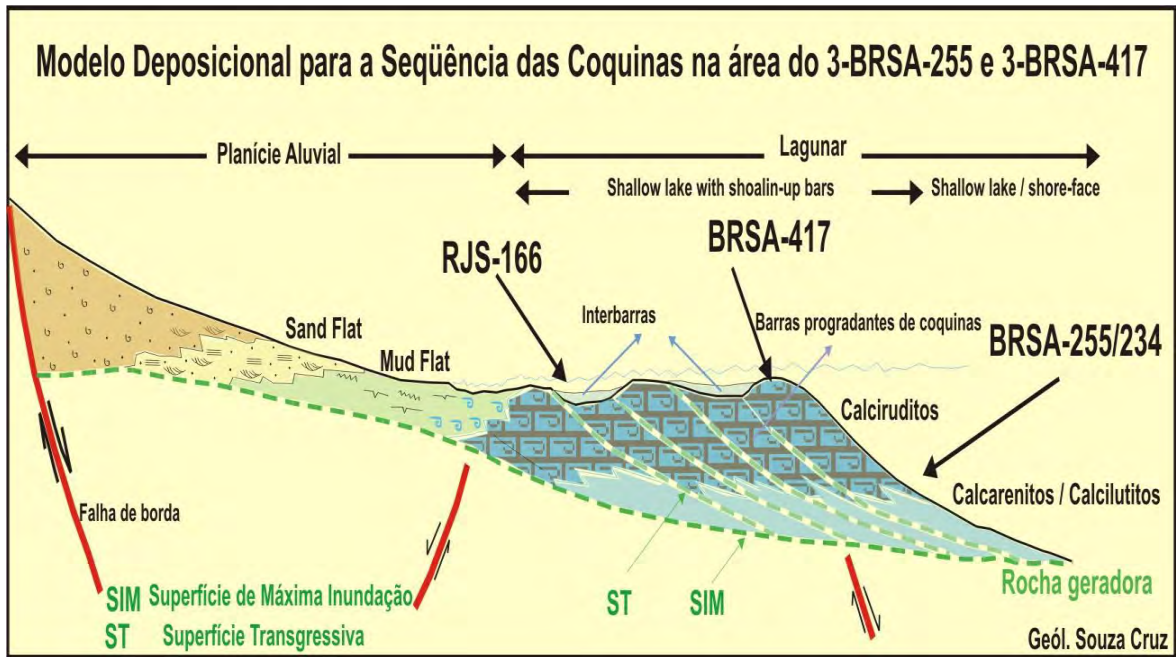


Figura II.5.1.4-6 - Modelo deposicional para a seqüência das coquinas do Campo de Maromba.

Fonte: PETROBRAS, 2008.

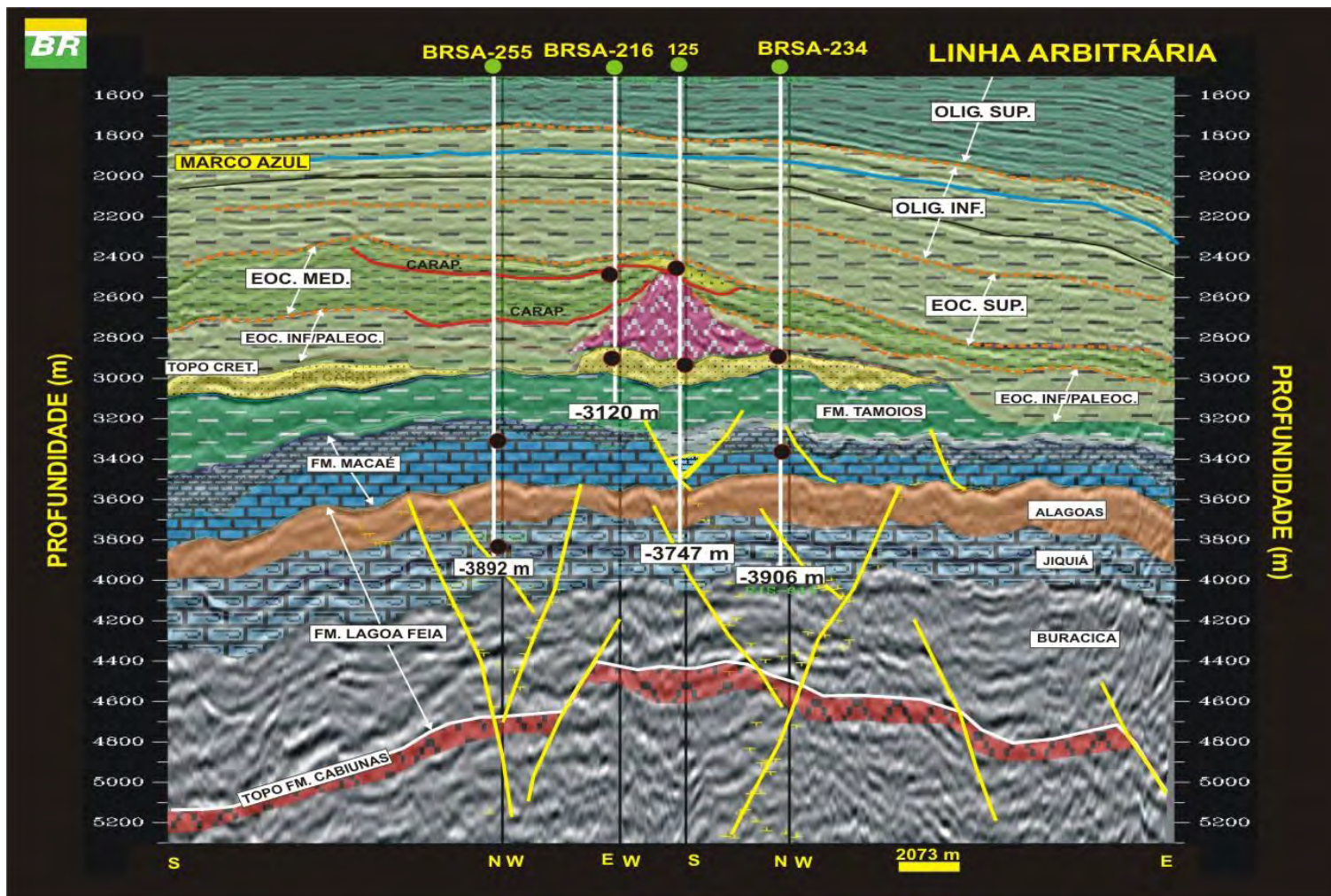


Figura II.5.1.4-7 - Seção Geológica arenitos do Cretáceo Superior (Maastrichtiano/Campaniano) e do Terciário (Eoceno Médio/Inferior); carbonatos do Albiano (Fm. Macaé) e coquinas da Fm. Lagoa Feia.
Fonte: PETROBRAS, 2008.

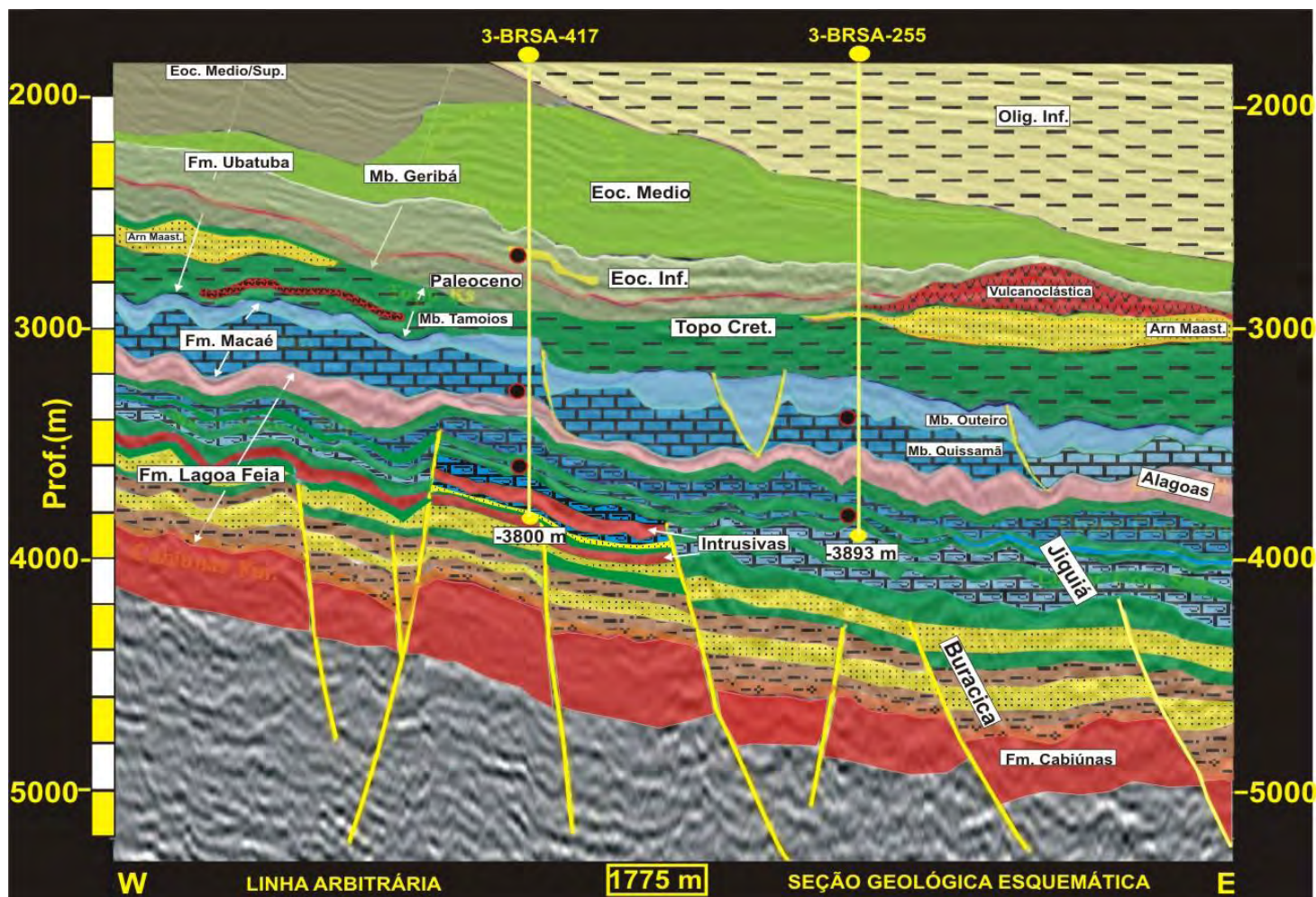


Figura II.5.1.4-8 - Seção Geológica arenitos do Cretáceo Superior (Maastrichtiano/Campaniano) e do Terciário (Eoceno Médio/Inferior); carbonatos do Albiano (Fm. Macaé) e coquinas da Fm. Lagoa Feia.
 Fonte: PETROBRAS, 2008.

A acumulação do Campo de Maromba envolve os seguintes reservatórios caracterizados segundo a idade geológica:

- ★ Maastrichtiano - Reservatório constituído por arenitos médios a grossos, maciços, às vezes fluidizados, intercalados com lamitos arenosos bioturbados. Teste de formação realizado no intervalo 2855,0 a 2885,0 metros, mediu uma permeabilidade efetiva ao óleo de 790 mD. A análise PVT da amostra de fundo coletada neste teste indicou a presença de óleo de densidade 16 °API;
- ★ Eoceno Médio e Inferior - Constituído por corpos de arenitos finos a médios, com fortes feições de corte e preenchimento, intercalados a pelitos, com um valor de permeabilidade efetiva ao óleo de 480 mD para o Eoceno Médio e de 4 mD para o Eoceno Inferior. As análises PVT indicaram um óleo de densidade 13,56 °API para o reservatório Eoceno Médio e 14,14 °API para o Eoceno Inferior;
- ★ Albiano - Formado por rochas carbonáticas, preferencialmente por calcarenitos oncolíticos e secundariamente oolíticos, parcial a totalmente dolomitizados na seção basal. Distingue-se em mapa um reservatório Albiano mais ao sul (calcarenitos) do ring fence e outro mais ao norte (dolomitos). A análise PVT indicou um óleo de densidade média 19,65 °API para o reservatório Albiano norte. Para o reservatório Albiano sul, teste de formação indicou uma permeabilidade efetiva ao óleo de 6,2 mD para o intervalo 3333 a 3372 metros. A análise PVT indicou um óleo de densidade 17,96 °API para o reservatório Albiano sul;
- ★ Aptiano - O reservatório Aptiano encontrado com óleo dentro da seqüência das coquinas é constituído por uma camada de pequena espessura de calcarenito bioclástico. Teste de formação realizado no intervalo 3806,5 a 3812,5 m indicou uma permeabilidade efetiva ao óleo de 9,3 mD. A análise PVT da amostra de fundo coletada neste teste indicou a presença de óleo de densidade 29,15 °API.

A acumulação do Campo de Papa-Terra envolve intervalos da Formação Carapebus com duas idades distintas:

- ★ Reservatórios do Cretáceo Superior (Maastrichtiano e Campaniano) - Em ambos os intervalos (Maastrichtiano e Campaniano), os reservatórios apresentaram excelente característica permo-porosa (porosidade média de 26 %) e permeabilidade em torno de 2018 mD, revelando a presença de óleo de densidade 14,9 °API em média;
- ★ Reservatórios do Eoceno (Médio/Inferior) - Estes reservatórios apresentaram excelente característica permo-porosa (porosidade média de 28 %) e permeabilidade em torno de 1500 mD, revelando a presença de óleo de densidade 15,6 °API em média.

A análise estratigráfica, com o apoio da sísmica, perfis elétricos e bioestratigrafia (biozona de nanofósseis) no Campo de Papa-Terra, indicam que os reservatórios da Fm. Carapebus estão depositados sobre discordâncias (limites de seqüências), constituindo seqüências deposicionais formadas durante o rebaixamento relativo do nível do mar, condicionadas por variações eustáticas e/ou tectônica (PETROBRAS, 2008).

Os sistemas deposicionais estudados no Campo e Papa-Terra, que contém os principais reservatórios da área, compreendem: 1) corpos arenosos amalgamados confinados a calhas intra-taludal (com até centenas de metros de espessura), caracterizados por arenitos conglomeráticos e arenitos maciços, às vezes fluidizados, de granulometria média a grossa, intercalados com arenitos bioturbados finos a muito finos; e 2) lobos arenosos semi-confinados depositados nas frente das calhas, formados por arenitos médios a finos, maciços ou fluidizados, intercalados com lamitos arenosos bioturbados. A composição imatura dos arenitos, a organização interna com várias superfícies erosivas e canais amalgamados, e a continuidade lateral dos arenitos dentro das calhas, sugerem fortemente uma descarga direta dos rios na borda da plataforma contemporânea, através de cânions, como fluxos hiperpicnais

(*long-lived, quase-steady underflows*), especialmente durante inundações catastróficas em períodos de nível de mar baixo (PETROBRAS, 2008).

Os fluxos de detritos coesivos suportados por lama, rico em fragmentos de algas vermelhas aglutinantes (*pebbly*), ocorrem às vezes intercalados com arenito maciço ou escorregados muitas vezes argilosos, e foram depositados principalmente durante o Eoceno Médio e Superior. Esta fácies foi originada a partir da canibalização da plataforma carbonática do Eoceno.

O sistema petrolífero Lagoa Feia-Carapebus é tido como responsável pelo hidrocarboneto presente no bloco. As rochas geradoras são folhelhos calcíferos da Fm. Lagoa Feia de idade Buracica e Jiquiá, depositados em ambiente lacustre, de águas salobras a salinas, durante a fase rifte (118 a 121 milhões de anos) nos primórdios da formação da Bacia de Campos.

e) *Caracterização Fisiográfica Regional*

O setor leste da Margem Continental brasileira representa uma típica margem do tipo Atlântico, apresentando formas de relevo com influência de atividades tectono-magmáticas que são sobrepostas localmente pelas feições originadas por processos sedimentares. Além das feições clássicas de uma margem passiva, tais como plataforma, talude e sopé continental, apresenta também um relevo complexo, notado nas bruscas quebras de gradiente, na presença de platôs marginais, bancos e montes submarinos.

Além das feições encontradas a *offshore*, alguns componentes geomorfológicos emersos também merecem destaque na determinação fisiográfica da região.

- *Domínios Geomorfológicos Continentais*

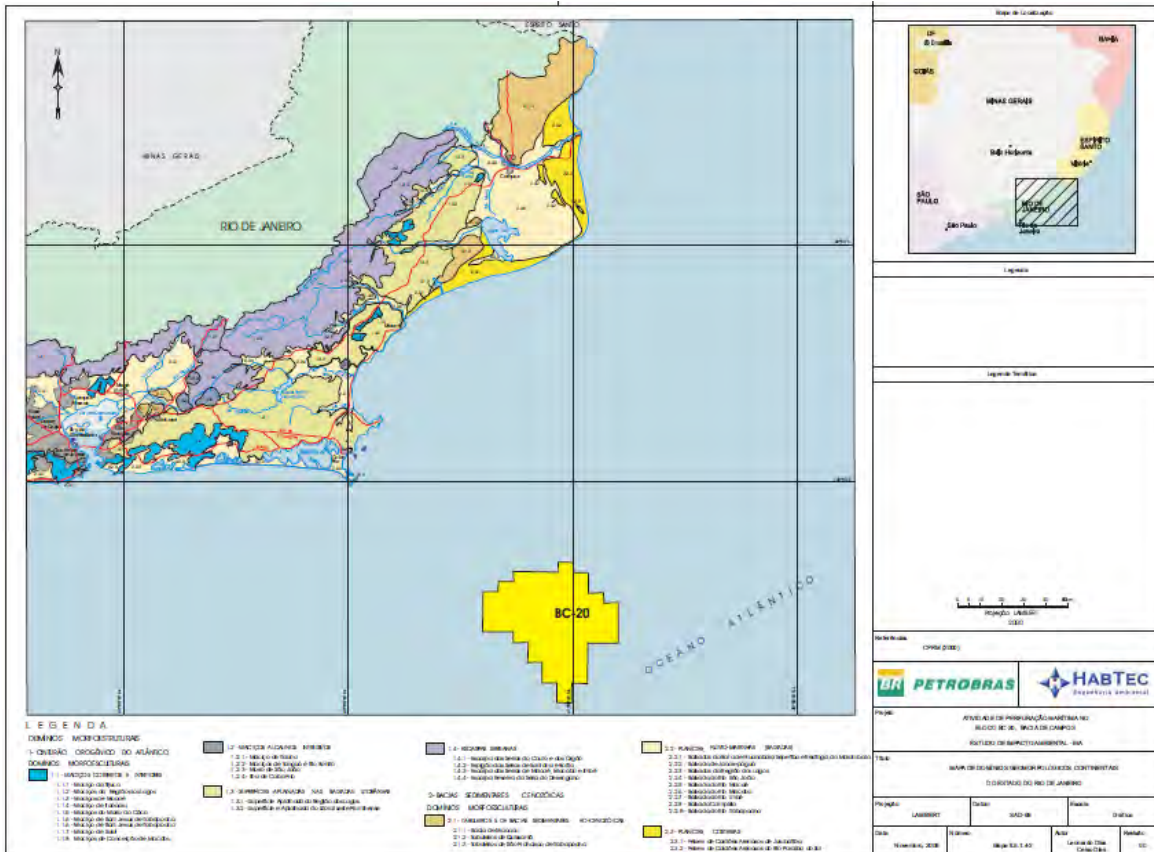
Segundo o mapa dos domínios Geomorfológicos do Rio de Janeiro (Mapa II.5.1.4-2), na região continental adjacente à Bacia de Campos, são identificados dois grandes domínios morfoestruturais: (1) a Unidade Morfoestrutural Cinturão Orogênico do Atlântico e a Unidade Morfoestrutural Bacias Sedimentares Cenozóicas.

O Escudo Atlântico ou Cinturão Orogênico é constituído por um conjunto diversificado de rochas graníticas e gnáissicas, submetidas a diversos eventos orogênicos ao longo do Pré-Cambriano (Almeida *et. al*, 1976; Heilbron, 1995; Heilbron *et. al*, 2000) representando uma das importantes feições geotécnicas da fachada atlântica brasileira, que se estende de Santa Catarina até o norte da Bahia, se compondo de diversas faixas de dobramento, dentre as quais se destaca a Faixa Ribeira, que abrange todo o estado do Rio de Janeiro e onde está inserido o Domínio Tectônico Cabo Frio (DTCF).

Esta unidade é subdividida em domínios morfoesculturais. Na região de estudo são observados os seguintes domínios:

✓ *Maciços Costeiros e Inferiores*

Compreende um conjunto de maciços montanhosos relativamente alinhados sob direção WSW-ENE, desde o Maciço da Joatinga até o Maciço da Região dos Lagos, estando situado em meio a baías de baixadas litorâneas. Foram inseridos também nessa unidade os maciços ou os alinhamentos serranos situados em posição de contrafortes da escarpa da Serra do Mar, tais como os maciços do Suruí e Conceição de Macabu. São inseridos ainda maciços isolados do Norte Fluminense, tais como os de morro de Coco e de Bom Jesus de Itabapoana.



Mapa II.5.1.4-2 - Mapa de domínios geomorfológicos continentais do Estado do Rio de Janeiro.

✓ **Maçios Alcalinos Intrusivos**

É composto por um conjunto de maciços montanhosos de rochas alcalinas geradas num período de atividade vulcânica entre o final do Cretáceo e início do Terciário, decorrente da abertura do Oceano Atlântico (Almeida, 1976). Esse magmatismo gerou uma série de corpos alcalinos que intrudiram o embasamento cristalino Pré-Cambriano, compondo o alinhamento magmático de Cabo Frio (Almeida, 1992 *apud* CPRM, 2000; Sichel *et. al*, 1997), com direção aproximada de WSW-ESE. No Rio de Janeiro, esse maciço estende-se desde o Maciço Itatiaia até a Ilha de Cabo Frio.

Geralmente esses maciços intrusivos são encontrados sob a forma dômica, muitas vezes assemelhando-se a vulcões extintos, parcialmente ou bastante erodidos, demonstrando uma drenagem radial e centrífuga. São também

encontrados na forma de blocos montanhosos escarpados, com vertentes íngremes, frequentemente cobertas por colúvios e depósitos de talus. Os gradientes são dados elevados e os topos aguçados, arredondados ou em cristas anelares, apresentando altas densidades de drenagem com padrão radial e centrífugo a dendrítico.

✓ *Superfícies Aplainadas nas Baixadas Litorâneas*

São representadas por extensas zonas colinosas, localizadas a leste da Baía de Guanabara e compreendidas entre as planícies costeiras e baixadas fluvio-marinhas e a escarpa da Serra do Mar, apresentando topografia uniforme e topos nivelados de baixa amplitude de relevo devido a processos de aplainamento gerados durante o Terciário Superior.

Essa unidade morfoescultural é composta por duas unidades geomorfológicas denominadas de Superfície Aplainada da Região dos Lagos e Superfície Aplainada do Litoral Leste Fluminense, a primeira apresentando cotas que variam de 50 a 120 metros de altitude e a segunda de 40 a 100 m de altitude.

✓ *Escarpas Serranas*

Compreende um conjunto de escarpas montanhosas festonadas, fortemente alinhadas sob a direção WSW-ENE, compostas pela Serra do Mar e da Mantiqueira.

A escarpa da Serra da Mantiqueira abrange um pequeno trecho do território fluminense, junto ao médio vale do Rio Paraíba do Sul, entre o Maciço Alcalino Intrusivo do Itatiaia, na divisa com o estado de São Paulo, e a Garganta de Passa-Vinte, estendendo-se, a partir daí, em território mineiro.

A escarpa da Serra do Mar prolonga-se em grande extensão no território fluminense, apresentando diversas configurações morfológicas, desde a Serra da Bocaína, na divisa com São Paulo, até a Serra do Imbé, no norte do Rio de Janeiro.

Nesse cenário, destaca-se a Unidade Geomorfológica Escarpas das Serras de Macaé, Macabu e Imbé, que consistem no último trecho escarpado da cadeia

montanhosa da Serra do Mar em território fluminense, que se sucedem à leste da Serra dos Órgãos, alcançados por tectônica a mais de 1000 metros de altitude, sendo que alguns picos atingem mais de 2000 metros.

O segundo grande domínio geomorfológico do estado, representado pelas Bacias Sedimentares Cenozóicas, consiste em uma das mais importantes feições geotectônicas resultante da tectônica extensional Pós-Cretácea no sudeste brasileiro.

Esse domínio compreende um conjunto de bacias trafoegênicas continentais: bacias de São Paulo e Taubaté (SP); bacias de Resende, Volta Redonda, Macacu e Itaboraí (RJ).

Esta unidade morfoestrutural é composta por três domínios morfoesculturais, todos observados na parte continental adjacente à Bacia de Campos, apresentando as seguintes denominações:

✓ *Tabuleiros de Bacias Sedimentares Eo-Cenozóicas*

Este domínio morfoescultural compreende um conjunto de tabuleiros e colinas tabulares presentes nas bacias tafrogênicas continentais que ocorrem no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul, no Gráben da Guanabara e nos afloramentos do Grupo Barreiras, que ocorrem no norte do Estado, representado por duas unidades geomorfológicas.

A primeira Unidade Geomorfológica Tabuleiros de Quissamã, composta por uma superfície de tabuleiros pouco dissecados, embasados por sedimentos do Grupo Barreiras, correlacionados ao Terciário Superior (Mioceno/Piloceno) e Pleistoceno inferior (Bigarella, 1975). Esses tabuleiros localizam-se entre a planície flúviolagunar do baixo curso do rio Macabu, a norte, e os feixes de cordões arenosos de Jurubatiba, a sul.

A segunda corresponde à Unidade Geomorfológica Tabuleiros de São Francisco de Itabapoana, que representam extensas superfícies tabulares embasadas por sedimentos do Grupo Barreiras, pouco dissecadas por uma rede de drenagem que converge diretamente para o oceano, produzindo vales em “U”. Esses vales são caracterizados por bordas íngremes dos tabuleiros e de fundo chato, recobertos por sedimentação fluvial ou fluvio-lagunar recente. Esses

tabuleiros situam-se entre a depressão interplanática com alinhamentos serranos do norte-noroeste fluminense, a oeste; a Baixada Campista, a sul; e a porção norte de cordões arenosos do Rio Paraíba do Sul, a leste.

✓ *Planícies Flúvio-Marinhas (baixadas)*

Esta unidade é composta por um conjunto de baixadas aluviais, planícies flúvio-marinhas e flúvio-lagunares, que preenchem extensas áreas deprimidas localizadas próximo ao litoral, tais como baixada de Setiba, da Guanabara e Campista. Também compreendem os baixos cursos dos principais canais que deságuam diretamente no oceano, como os dos rios São João, Macaé e Itabapoana. Essas baixadas são caracterizadas por uma sedimentação de interface entre ambientes continentais e marinhos, ou transicionais.

✓ *Planícies Costeiras*

Compreende uma sucessão de feixes de restingas resultantes do empilhamento de cristas de cordões litorâneos por ação marinha em linha de costa progradante. Esses feixes de cordões arenosos, freqüentes no litoral fluminense, possuem idade plesistocênica, sendo originados após a penúltima transgressão marinha (Martin *et. al*, 1997) e preservados do último máximo transgressivo: ou de idade holocênica, associados à planície deltáica do rio Paraíba do Sul.

Caracteriza-se por um micro relevo muito suave marcado pela alternância de cristas arenosas paralelas entre si, que representam antigas linhas de praia, com depressões embrejadas intercordões. No topo dessas cristas arenosas pode ocorrer algum retrabalhamento do material por ação eólica, resultando na formação de campos de dunas.

• *A Costa*

A costa leste do Brasil estende-se de Salvador a Cabo Frio (Silveira, 1964 *apud* Muehe, 1998). Apresenta costas altas, costões rochosos e

relevo tabuliforme característico do Grupo Barreiras. Ao sul do rio Doce, esta feição possui uma largura menor, com ocasionais afloramentos do embasamento cristalino. Terraços ornamentados por cordões litorâneos regressivos, pleistocênicos e holocênicos, são retrabalhados por ventos, originando campos de dunas.

Na região estudada, a costa sofre uma abrupta mudança em sua orientação, passando de um alinhamento N-S, ao norte do Cabo de São Tomé, para NE-SW, até Cabo Frio, ao sul do qual assume direção E-W. De acordo com Muehe (1998), a linha de costa na região divide-se em dois macrocompartimentos da região oriental: macrocompartimento Embaiamento de Tubarão, que se estende do rio Doce ao Rio Itabapoana e Bacia de Campos, entre o Rio Itabapoana e Cabo Frio. A linha de costa do Embaiamento de Tubarão é a área de menor largura da margem continental entre o Banco de Abrolhos e a Bacia de Campos, sendo, em grande parte, caracterizada pelo relevo associado ao Grupo Barreiras, embora esta feição seja substituída em algumas áreas por afloramentos do embasamento cristalino, como em Vitória e em Setiba-Guarapari. Sua extensão para o interior também é reduzida, não ultrapassando os 10 km.

A principal feição do macrocompartimento Bacia de Campos é a planície costeira do Rio Paraíba do Sul cuja formação está associada a um alargamento da plataforma continental interna. Em direção ao sul desta área, o Grupo Barreiras se alarga e se interioriza à medida que a planície de cristas praias do Paraíba do Sul se amplia, desaparecendo totalmente a partir da extremidade meridional desta planície e sendo substituído pelo embasamento cristalino pré-cambriano.

A planície costeira do Paraíba do Sul é constituída por dois conjuntos de cristas de praia. O conjunto da margem norte do rio é formado por cristas de idade holocênica. O conjunto da margem sul, mais antigo, é de idade pleistocênica. Estende-se até as proximidades de Macaé e é precedido por um estreito cordão litorâneo holocênico. Um conjunto de pequenas lagoas se localiza à retaguarda deste cordão arenoso atual. Uma importante planície de cristas praias também se desenvolve a jusante da foz do rio São João.

Rochas intrusivas alcalinas de idade cretácica formam elevações que se destacam na paisagem, tais como o Morro de São João, na margem esquerda do

rio homônimo, e a Ilha de Cabo Frio, limite sul deste macrocompartimento e que limita, ainda, as bacias de Campos e Santos.

✓ *Plataforma Continental*

A plataforma continental corresponde à unidade da margem continental mais próxima ao continente. Possui configuração de terraço e profundidades máximas de, aproximadamente, 180 m e marcam seu limite externo com o talude. Apresenta relevo suave e monótono, raramente excedendo 20 m, e declividade média em torno de 0,5°.

A plataforma continental da Bacia de Campos apresenta, de forma geral, maior largura e profundidade de quebra na sua porção norte, até o trecho ao largo de Macaé, onde alcança extensão máxima de 118 km sob 160 m de lâmina d'água. A partir daí até o extremo sul, em frente ao Alto Cabo Frio ela se estreita, assumindo uma extensão de 85 km (Brehme, 1984). Regionalmente, seu gradiente médio é de 1:1200 e quebra subparalela à linha de costa atual, assumindo, do limite norte ao largo do cabo de São Tomé orientação NNO-SSE, e daí ao trecho a leste do Cabo Frio NE-SO e orientação E-O no extremo sul, ao largo do Cabo Frio.

Quanto à batimetria dessa feição marinha, são notadas poucas variações no relevo, o aspecto que mais chama atenção nessa área é a presença de escarpamentos relativamente mais íngremes associados à face de praia pretérita, como identificado por Silva (1987 *apud* Lopes, 2004). Na plataforma externa, foram observados lineamentos contínuos e aflorantes em profundidades em torno de 100 m como arenitos de praia relacionados a uma estabilização do nível do mar nessa cota.

A plataforma interna e média é coberta por sedimento predominantemente siliciclástico, exibindo feições deposicionais do tipo bancos e ondas de areias (*sand waves*), enquanto que a plataforma externa é dominada por sedimentos carbonáticos (Kowsmann e Costa, 1979 *apud* Lopes, 2004).

Entre a foz do Rio Itabapoana e o Cabo de São Tomé, foram reconhecidos por Kowsmann e Costa (1979) e Brehme (1984) uma série de paleocanais

estreitos, aproximadamente 200 m de largura, e profundidades relativas às suas bordas variando de 10 a 20 m (Brehme, 1984).

✓ *Talude Continental*

O talude continental representa a feição mais íngreme da margem continental, sendo em geral estreita. Na Bacia de Campos essa província fisiográfica apresenta largura em torno de 45 km e descende até profundidades abaixo de 2000 m. O relevo caracteriza-se por uma declividade relativamente acentuada na porção superior (4 a 12°) e se atenua na parte inferior (1,5 a 2°). As inclinações do talude variam regionalmente condicionadas por diferenças no regime de sedimentação e por feições específicas (Silva, 2005), ocorrendo variações morfológicas em função da presença de cânions, ravinas e sulcos cujas escarpas podem atingir declividades maiores do que 30°.

Na área em questão, o talude estende-se até a profundidade de 2000 m, e, a partir daí, dá lugar ao Platô de São Paulo. Este último é caracterizado por um relevo irregular, ocasionado pela movimentação de camadas de sal em subsuperfície, onde ocorrem grandes desníveis localizados, com declividades que podem variar de 0,5° a valores acima de 20°. Seu limite externo coincide com uma grande escarpa, que ocorre a uma profundidade aproximada de 3000 m.

A passagem do talude para a elevação continental é marcada pelo desenvolvimento de uma zona intermediária, entre 2000 m e 3200 m com um gradiente suave (0,6°) e com uma topografia irregular. De uma maneira geral, o sopé do talude acompanha paralelamente a quebra da plataforma continental, com apenas uma descontinuidade, ao longo da Cadeia Vitória-Trindade, a norte da região de estudo (Alves *et al.*, 1980).

Viana (1998 *apud* Pellizzon, 2005) dividiu o talude da Bacia de Campos em dois setores, norte e sul, usando o Cânion de São Tomé como marco. A norte do cabo de São Tomé o talude é mais íngreme (3,5°), enquanto que, ao sul na região de Cabo Frio, ele é mais suave (1,24°).

Na porção setentrional da bacia, ao norte da foz do rio Itabapoana, o talude é estreito e abrupto, apresentando um relevo entrecortado por ravinas e pequenos vales erosivos. Na região ao largo da Baixada Campista, o talude é recortado em

toda a sua extensão por inúmeros cânions. Dentre esses, destaca-se um profundo vale submarino denominado Cânion Almirante Câmara. Ainda nesta região, um pouco mais para o sul, ocorre um outro cânion de dimensões semelhantes, denominado Cânion São Tomé. Este conjunto de cânions e ravinamentos é denominado Grupo Nordeste de Cânions.

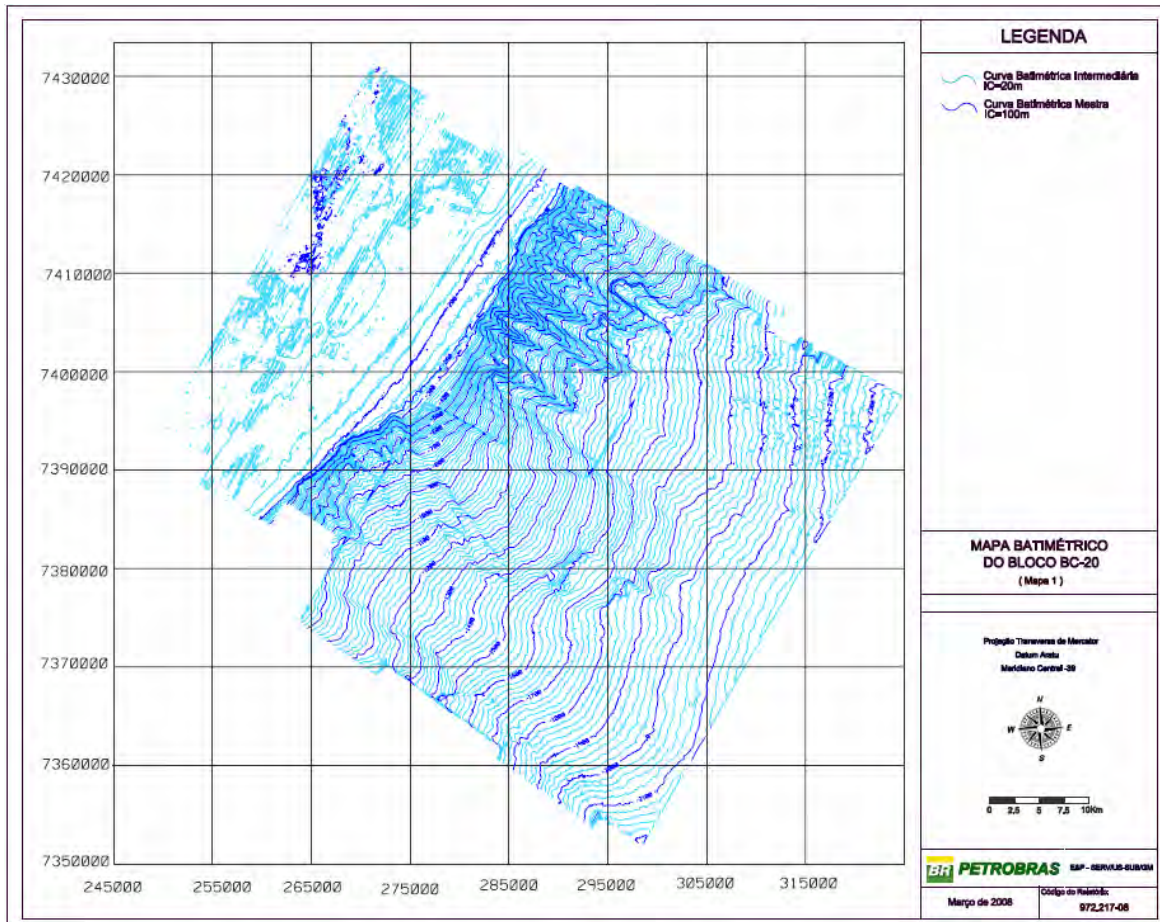
Numa região mais para o sul da bacia, aproximadamente entre as latitudes de Macaé e Búzios, o talude continental apresenta-se novamente recortado por um conjunto de cânions e ravinamentos, referido na literatura como Grupo Sudeste de Cânions. Segundo Gorini *et al.* (1999), essas ravinas são frutos de deslizamentos submarinos esporádicos, condicionados por falhamentos NW-SE. Ainda segundo os mesmos autores, o talude continental entre o Grupo Sudeste de Cânions e o Cânion São Tomé é o mais regular de toda a área estudada e o menos erodido.

✓ *Sopé Continental*

O Sopé Continental normalmente segue-se ao talude, porém na Margem Sudeste-Sul, o limite superior do Sopé corresponde à borda externa do Platô de São Paulo, e o limite inferior é marcado pelo início da bacia oceânica.

Regionalmente, o relevo do Sopé Continental é plano e suave, declividade média de 0,5 grau, exceto onde é interrompido por feições positivas de grande porte, como os montes submarinos e elevações vulcânicas, e canais submarinos, que atuam como importante rota de transporte de sedimentos do Platô de São Paulo para as regiões profundas da planície abissal, (Castro, 1992). A sedimentação é basicamente hemipelágica com erosão e deposição marcada por correntes do fundo marinho.

O Bloco BC-20 abrange tanto a Plataforma Continental quanto Talude Continental, tendo a batimetria variando entre 110 e 2200m, aproximadamente (Mapa II.5.1.4-3). O Mapa II.5.1.4-4 mostra o mapa de declividade do bloco.



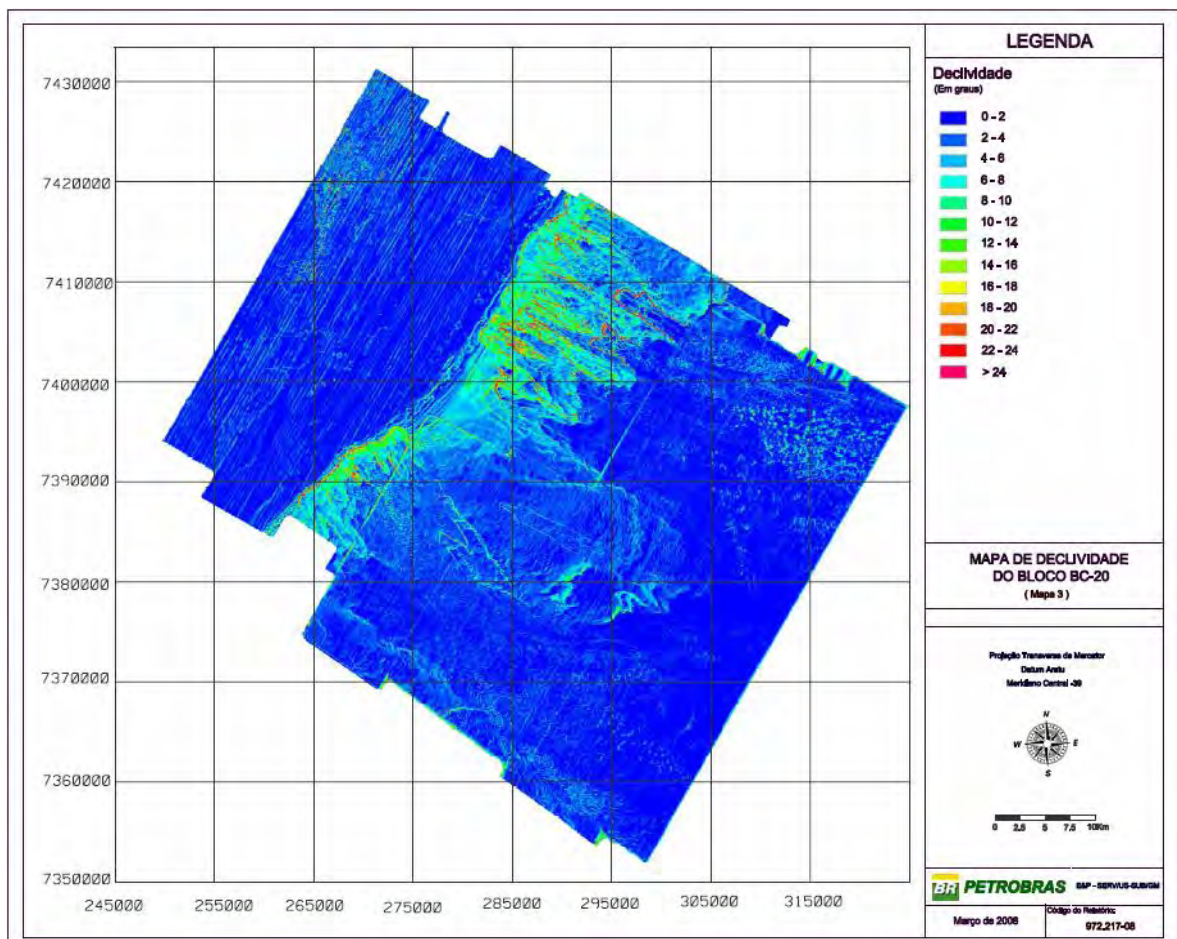
Mapa II.5.1.4-3 - Mapa Batimétrico do bloco BC-20. não está legível.

Fonte: Petrobras, 2008.

O Campo de Maromba está localizado na Plataforma Continental Externa e Talude Superior, entre as cotas batimétricas de 110 m e 735 m, com gradiente entre 0° a 1°, o que ratifica a relativa suavidade do relevo, porém algumas regiões mostram declividades mais elevadas, como é o caso do extremo sudeste da área, onde esses valores de declividade estão associados tanto à morfologia natural do Talude como à presença de ravinas e cânions, podendo chegar a valores em torno de 50° nos flancos dos cânions. Na área sobre a Plataforma Continental, a batimetria varia pouco, com valores entre 110 m e 350 m de profundidade, apresentando declividade predominante de 0 a 1 grau, localmente atingindo valores de até 10 graus. Esses valores mais altos de declividade ocorrem associados a depósitos de areias e cascalhos carbonáticos agregados (pavimentos) e a patamares erosivos no limite entre a Plataforma Continental e o Talude Continental.

No Talude Continental observa-se uma variação maior na batimetria, com valores de 350 m a 735 m. Nessa região, observa-se a ocorrência de cânions e ravinas.

O Campo de Papa-Terra está situado no talude, em uma região entre cânions de relevo extremamente acidentado. As cotas batimétricas do campo variam entre 350 m e 1650 m. Ao norte, quatro cânions pertencentes ao Grupo Sudeste cortam o campo com direção NW/SE, esses cânions variam de profundidade entre 150 m e 370 m. No sul, o relevo varia menos, apresentando depressões menores, com diâmetros de 30 m a 70 m. O gradiente do Campo varia entre 0 e 77°, sendo os maiores valores atribuídos aos locais de ocorrência de cânions.

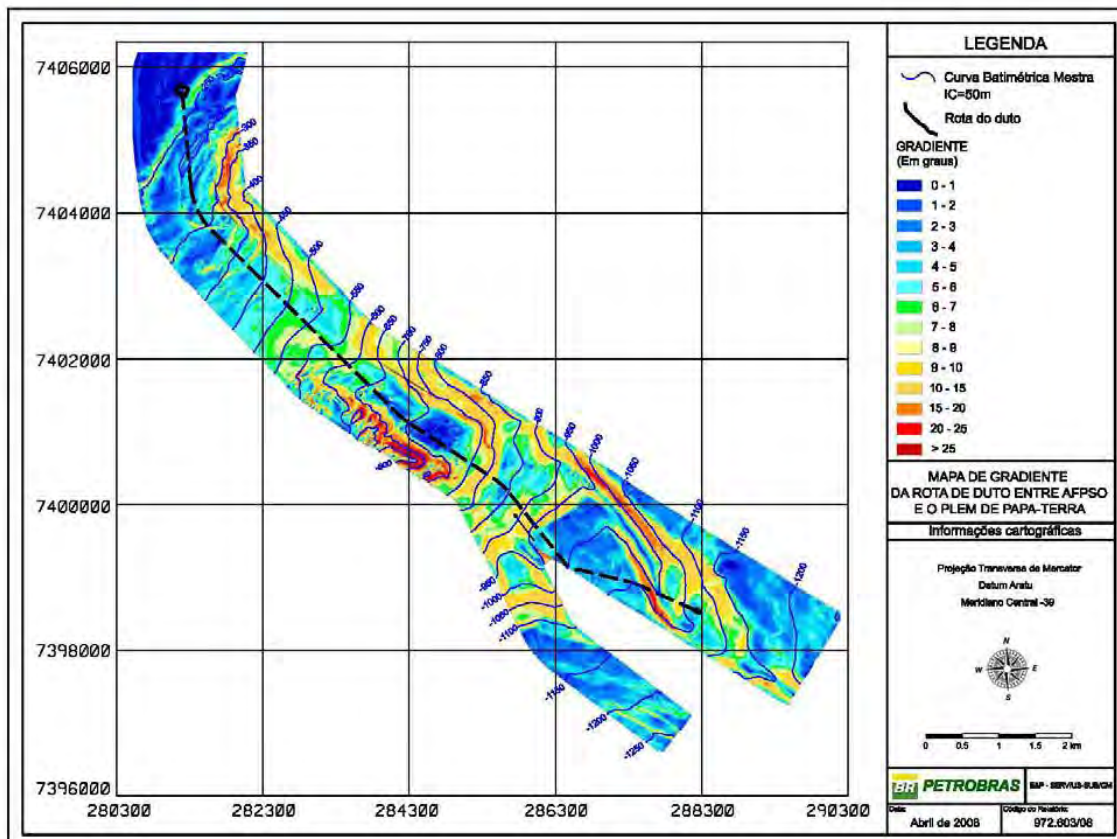


Mapa II.5.1.4-4 - Mapa de declividade do bloco BC-20.

Fonte: PETROBRAS, 2008.

Estudos realizados pela Petrobrás caracterizaram ainda a região de implantação de duto entre a FPSO e o PLEM de Papa-Terra. O fundo marinho na

área apresenta profundidade variando entre 229 m e 1192 m, com a quebra da Plataforma em torno de 240 m. O gradiente geral da área mergulha no sentido sudeste e apresenta grande variação (valor médio de $5,9^\circ$ e desvio padrão igual a $5,7^\circ$) podendo atingir gradientes superiores à 35° . As maiores declividades estão associadas aos bancos de corais, aos bancos carbonáticos algálicos e ao flanco do cânion localizado a norte e leste da diretriz da linha flexível (Mapa II.5.1.4-5).



Mapa II.5.1.4-5 - Gradiente e cotas batimétricas ao longo da rota entre o FPSO e o PLEM de Papa-Terra.

Fonte: PETROBRAS, 2008.

f) *Faciologia dos Sedimentos de Fundo*

O mapa faciológico do bloco está representado pelo Mapa II.5.1.4-6, com seção geológica evidenciada pela Figura II.5.1.4-9. De um modo geral vê-se um afinamento dos grãos da plataforma para o talude. A Plataforma Continental é dominada por areias e cascalhos carbonáticos, sendo que na região de menor

profundidade são encontrados os pavimentos carbonáticos. O Talude apresenta predominantemente lamas hemipelágicas e, é nesta província que a ocorrência de movimentos de massa são mais abundantes e, conseqüentemente seus depósitos localizados no Sopé Continental.

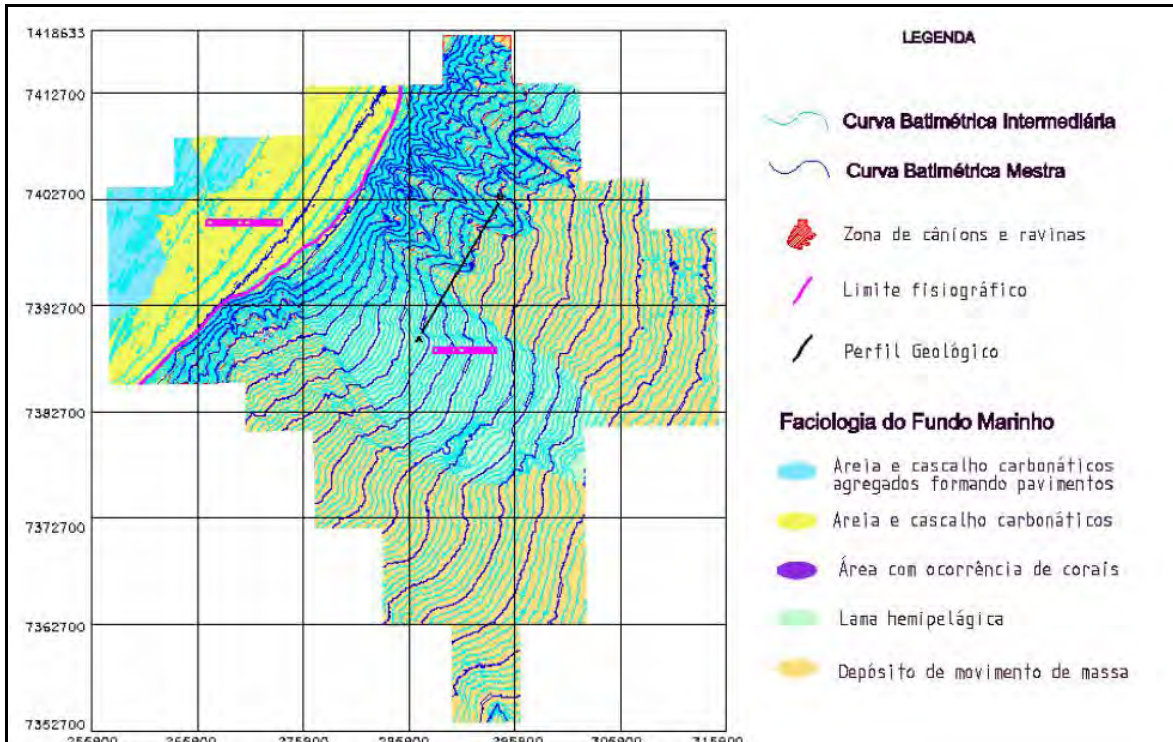
No Campo de Maromba foram observadas quatro fácies no fundo marinho (Mapa II.5.1.4-7): (a) pavimentos carbonáticos (*boundstones banks*); (b) mounds carbonáticos (*boundstones mounds*); (c) areia carbonática com rodolitos (*grainstones*); e (d) lama mista (siliciclástica e carbonática).

Os pavimentos carbonáticos são bioconstruções de algas vermelhas que formam camadas enrijecidas constituídas por areia carbonática, rodolitos e bioconstruções de algas vermelhas. Na área do campo, esses pavimentos ocorrem na Plataforma, capeando as partes mais elevadas. Apresentam ocorrência restrita ao noroeste da área de estudo, até a profundidade de cerca de 150 m.

Os mounds carbonáticos ocorrem aproximadamente no centro do campo e são bioconstruções de algas coralináceas com acumulados bioclásticos finos a muito grossos. Os rodolitos ocorrem em tamanhos variados, entre 1cm até acima de 10 cm de diâmetro, e são formados por incrustações laminares que crescem agregando outros fragmentos carbonáticos.

A areia carbonática com rodolitos ocorre na parte central do Campo de Maromba e entre as ocorrências de pavimentos carbonáticos. Nesta área também podem ocorrer pavimentos carbonáticos e mounds carbonáticos de menor porte, não visíveis na sísmica 3D.

A lama mista, que ocorre na porção leste da área, é composta por sedimentos finos de composição carbonática e siliciclástica, localmente ocorrem depósitos de diamictitos.



Mapa II.5.1.4-6 - Mapa Faciológico do Bloco BC-20.

Fonte: PETROBRAS, 2008.

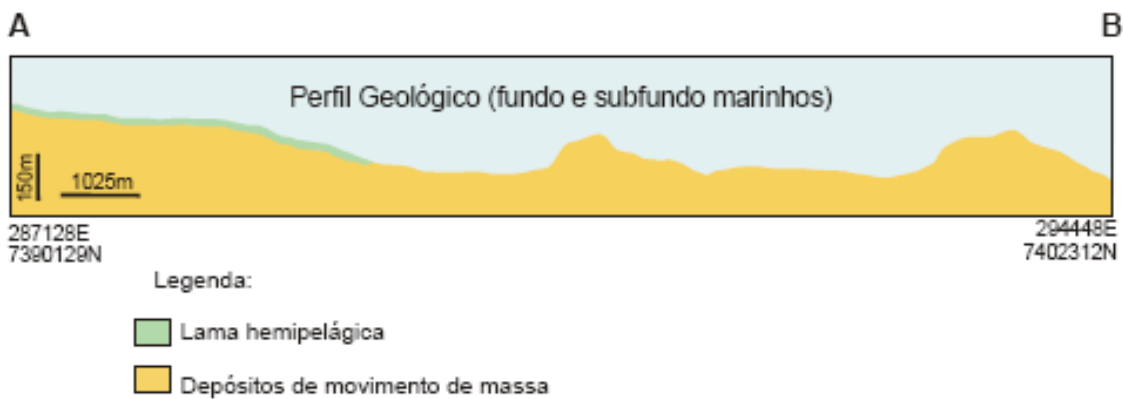
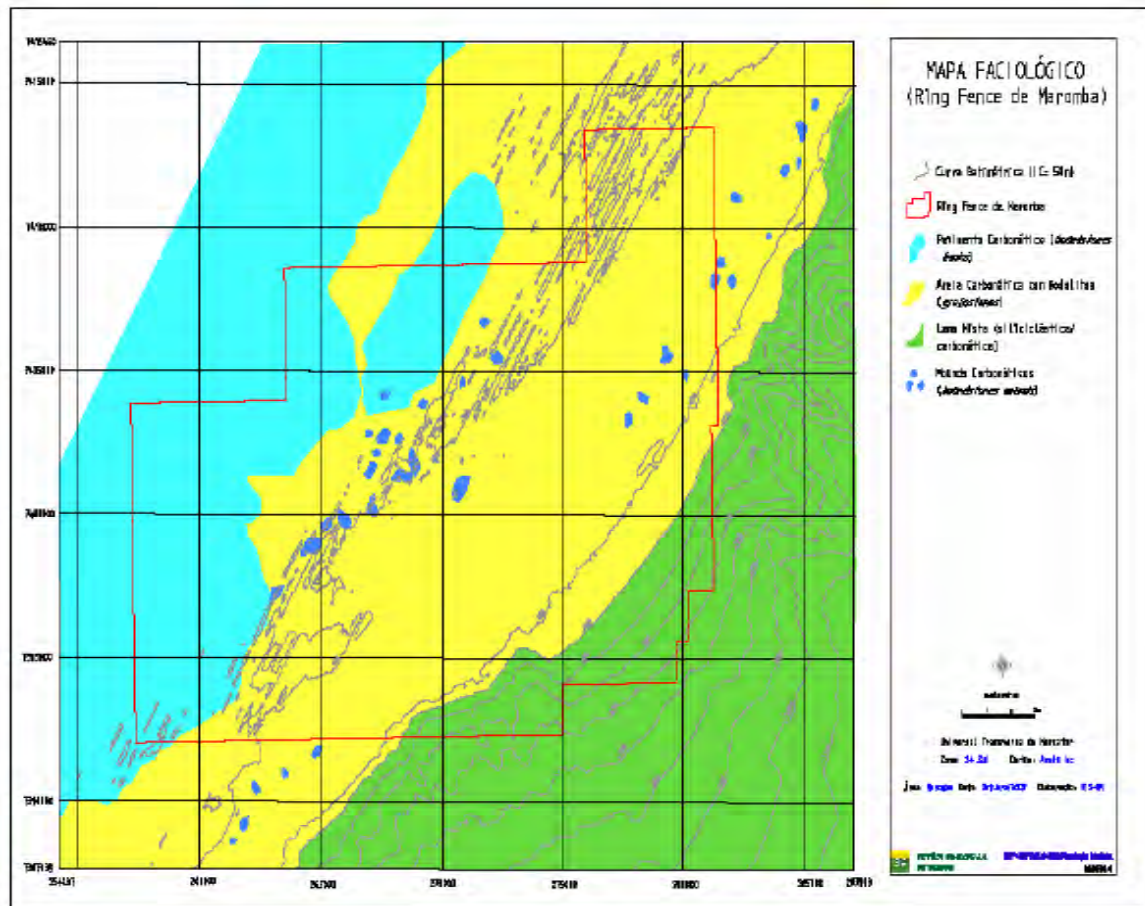


Figura II.5.1.4-9 - Perfil Geológico interpretado da seção rasa (fundo e subfundo marinhos) no Talude Continental.

Fonte: PETROBRAS, 2008.



Mapa II.5.1.4-7 - Mapa Faciológico do Campo de Maromba.

Fonte: PETROBRAS, 2008.

Os estudos realizados na rota de implementação de duto entre o FPSO e o PLEM de Papa-Terra identificaram os principais tipos de fácies sedimentares da região (Mapa II.5.1.4-8).

O assoalho da área é constituído na maior parte por lama normalmente adensada (drape de idade holocênica) e lama pré-adensada (exposta localmente devido à erosão da cobertura). Baseando-se nos testemunhos geológicos e geotécnicos, verifica-se que o drape holocênico possui espessuras variando de 10 centímetros a 1 metro, com média de 40 centímetros. Essa Lama Hemipelágica é depositada por suspensão e composta por silte e argila siliciclásticos, com teores variáveis de carbonato, podendo atingir espessuras de até 30 m.

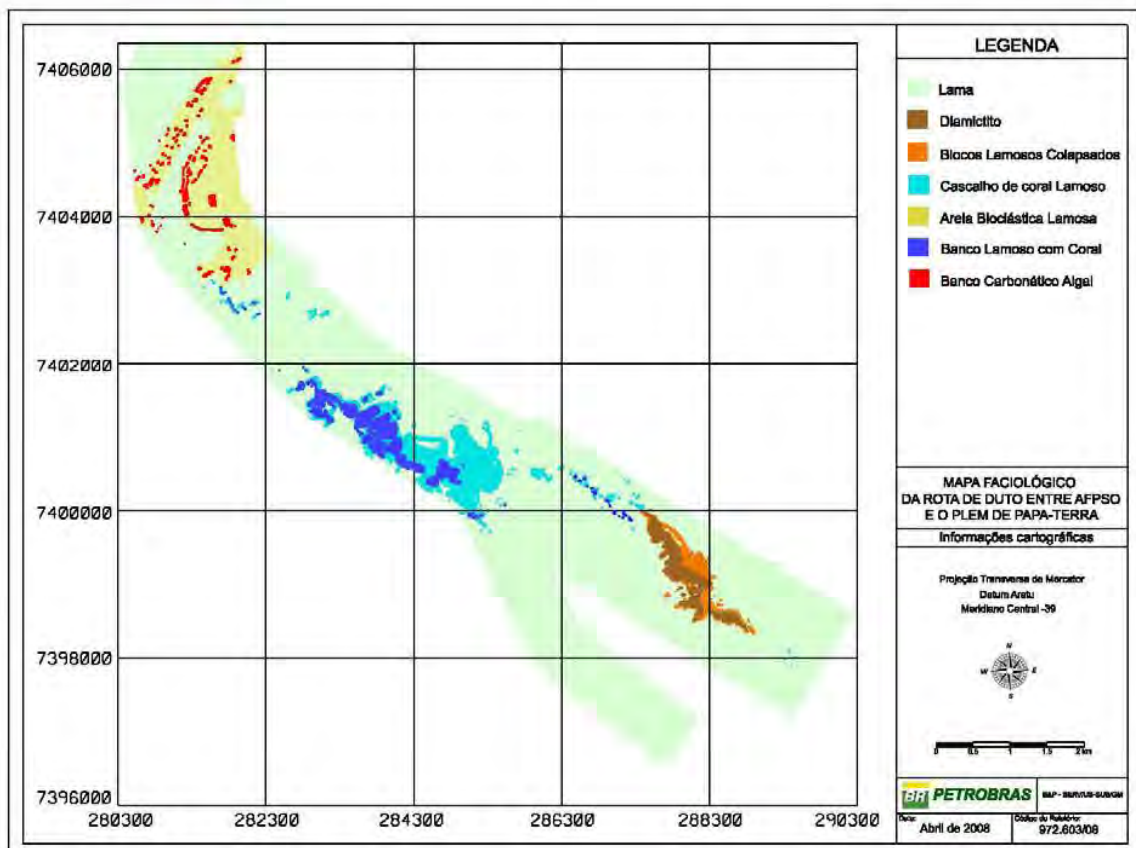
O Diamictito, que constitui uma lama heterogênea constituída por matriz e clastos lamosos, que formam os depósitos de movimento de massa, apresentam, possivelmente, fragmentos de corais devido à proximidade de bancos lamosos de corais a montante.

A fácies Blocos lamosos colapsados está relacionada aos depósitos de movimento de massa, situando-se próximo à posição prevista do FPSO. Consiste em blocos que foram desmoronados da borda do cânion. Estes blocos possuem diâmetros variando de 1 a 15 metros (média de 4 metros) e, na maior parte, estão imersos em matriz de lama.

Bancos e cascalho de coral lamoso ocorrem no Talude Continental e estão situados no intervalo batimétrico entre 350 a 990 m, com maior concentração entre 550 e 720 m de profundidade. Esses bancos são formados através do acúmulo de lama com cascalho de corais mortos. No topo dessas estruturas podem ocorrer corais vivos e circundando as mesmas ocorrem depósitos de cascalho de corais com matriz lamosa. Este solo também apresenta uma fração menor de areia bioclástica.

Já os Bancos Carbonáticos Algais ocorrem na Plataforma Continental e no Talude, até a lâmina d'água de 410 metros e consistem em bioconstruções de algas coralináceas com acumulados bioclásticos finos a muito grossos. O crescimento dessas estruturas ocorre a partir de incrustações laminares que crescem agregando outros fragmentos carbonáticos. Na faixa limite entre a Plataforma e o Talude ocorre diminuição na quantidade de sedimentos granulares carbonáticos e um aumento na quantidade de lama.

Areia bioclástica lamosa ocorre principalmente na parte da Plataforma Continental da área de estudo. Consiste em um solo constituído por areia bioclástica (carbonato), grãos de quartzo, clastos carbonáticos de forma esférica de até 10 cm de diâmetro (rodolitos) e lama como matriz. Na área estudada, normalmente apresenta muitos fragmentos carbonáticos, foraminíferos planctônicos e bentônicos (aglutinantes), briozoários e fragmentos de conchas.



Mapa II.5.1.4-8 - Mapa faciológico ao longo da rota entre o FPSO e o PLEM de Papa-Terra.

Fonte: PETROBRAS, 2008.

g) Aspectos Geotécnicos e de Estabilidade do Fundo Marinho

Na Bacia de Campos, o transporte de sedimento de fundo na plataforma externa é relacionado à influência de diversos fatores hidrológicos, resultando em deslocamentos tanto paralelos quanto perpendiculares às isobatas. Os dados registrados por Viana *et al.* (1997) caracterizam a maior ocorrência desses últimos, evidenciando fluxos que predominantemente cruzam o talude.

Figueiredo Jr. *et al.* (1993) pesquisaram a região de Cabo Frio e, contrariando antigas pesquisas na área, detectaram que cicatrizes de pequenos escorregamentos são as feições geológicas predominantes na região.

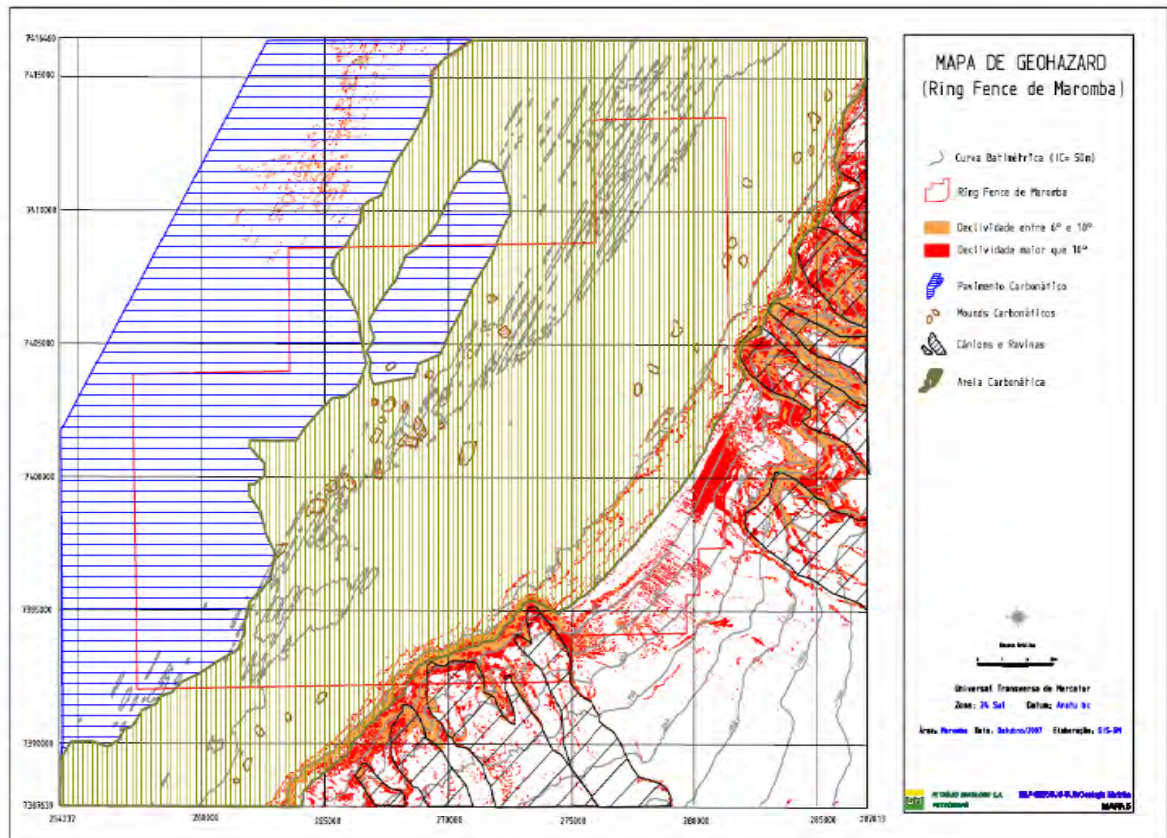
Estudos desenvolvidos por Caddah *et al.* (1998), Kowsmann *et al.* (2002) e Costa *et al.* (2004) associaram alguns depósitos de movimentos de massa e camadas de fluxo de debris verificados no talude continental e em regiões de

cânions da Bacia de Campos a períodos de nível de mar baixo. No Platô de São Paulo foram observadas feições de movimentos de massa ocorridos durante períodos interglaciais, disparados pelo movimento de sal (diapirismo), que ainda é ativo nos dias atuais.

Um estudo realizado por Kowasmann *et al.* (2002) concluiu que nas regiões de cânions da Bacia de Campos os tipos de movimentos de massa são controlados pela maturidade do cânion, ou seja, os sedimentos arenosos provenientes da plataforma continental são carregados para águas profundas uma vez que os cânions vão tendo suas cabeceiras em locais mais rasos. Apesar da maioria dos processos que envolveram movimentação de sedimentos nessas regiões ter acontecido durante os períodos de mar baixo, um cânion profundamente entalhado continua vertendo areia da plataforma continental durante o Holoceno.

Quando ao risco geológico à instalação de equipamentos submarinos na área de Maromba, foram consideradas as seguintes feições de *geohazard* (Mapa II.5.1.4-9): declividades altas (maiores que 10° e entre 6° e 10°), cânions submarinos, pavimentos carbonáticos, mounds carbonáticos e areias carbonáticas.

Os pavimentos carbonáticos são observados na forma de elevações mais proeminentes e em muitos casos também formam alinhamentos ou cristas. Estas morfologias irregulares favorecem a ocorrência de vãos livres nos dutos e dificultam o assentamento de equipamentos submarinos.



Mapa 5.1.4-9 - Mapa de Geohazard do ring fence de Maromba.

Fonte: PETROBRAS, 2008. favor melhorar a figura

Foram identificadas as feições geológicas que pela declividade, proximidade das instalações e direção de potenciais movimentos de massa poderiam colocar em risco os sistemas de produção, injeção e ancoragem das unidades de produção e linhas de escoamento a serem instalados no Campo de Papa-Terra no Bloco BC-20.

Assim, as posições das seções AB, CD, EF, GH e IJ (Figura II.5.1.4-10) foram escolhidas de modo que suas direções fossem aproximadamente ortogonais às linhas isóbatas, obtendo-se seções pela direção de maiores declives e, além disso, que passassem pelos pontos de maior gradiente batimétrico.

As Figuras II.5.1.4-11 (A, B, C, D e E) representam as seções geológicas AB, CD, EF, GH e IJ.

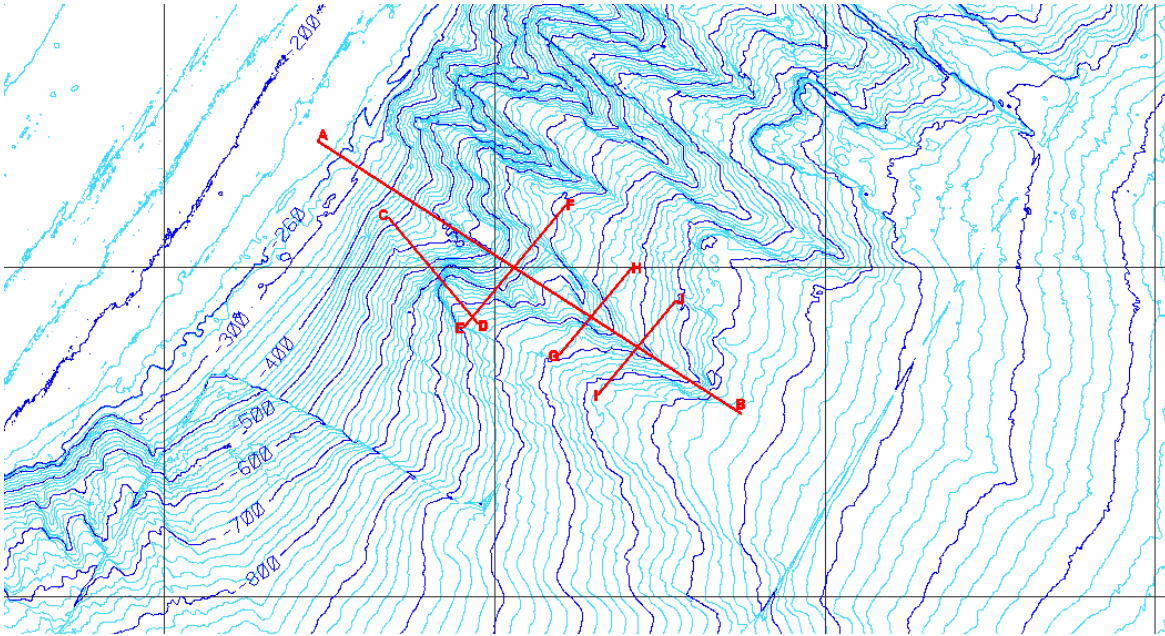


Figura II.5.1.4-10 - Mapa Batimétrico do Bloco BC-20, onde são mostradas as projeções das seções AB, CD, EF, GH e IJ.
Fonte: PETROBRAS, 2008.

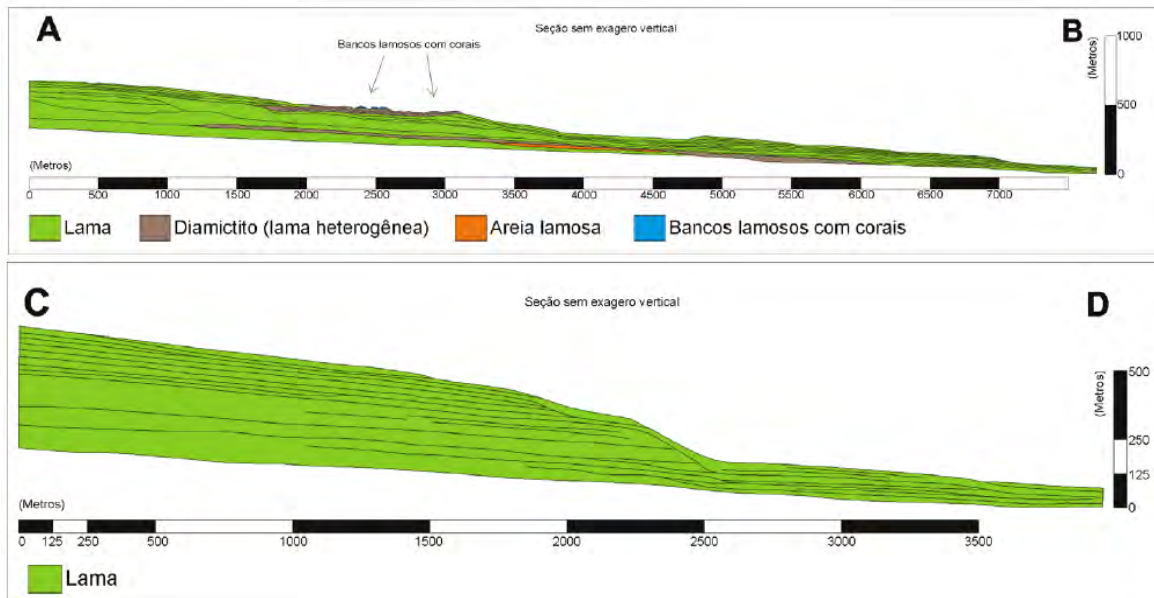


Figura II.5.1.4-11 - Seções Geológicas do bloco BC-20. (a) AB; (b) CD; (c) EF; (d)GH; (e) IJ. (continua)

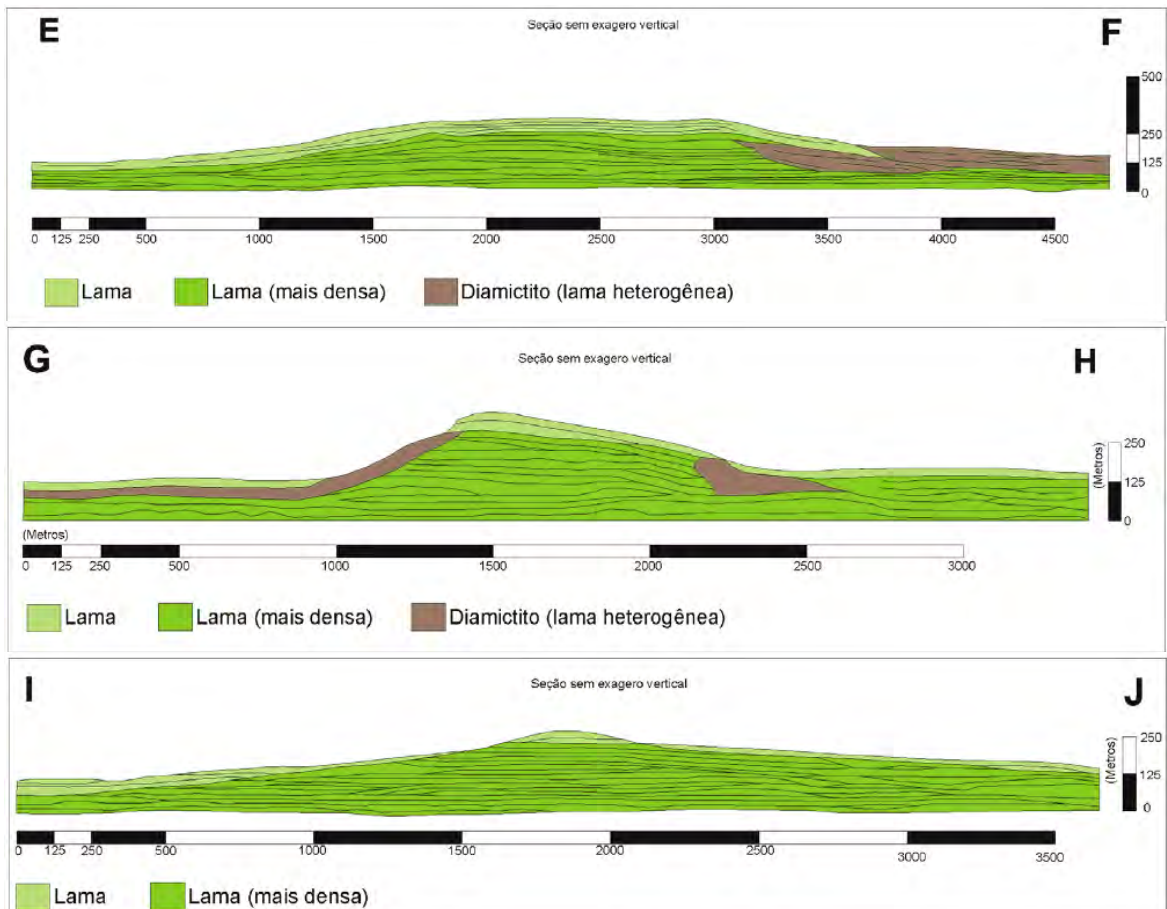


Figura II.5.1.4-11 - Seções Geológicas do bloco BC-20. (a) AB; (b) CD; (c) EF; (d)GH; (e) IJ. (conclusão)

De maneira geral, o solo marinho ao longo da rota do gasoduto entre o FPSO e o PLEM apresenta significativa variação textural com a redução das cotas batimétricas. Na porção inferior do talude continental predominam sedimentos finos, silto-argilosos, enquanto na porção superior do talude e na plataforma continental predominam sedimentos silto-arenosos a arenosos.

Estudos realizados para a determinação da estabilidade do talude nas seções geológicas mostram que a região apresenta, de um modo geral, um fator de segurança superior a 1,3, o mínimo aceitável de acordo com padrões recomendáveis de engenharia, encontrando suporte nas diretrizes da CANADIAN DAM ASSOCIATION (1999) e ONTARIO DAM SAFETY (1999). Apenas os flancos da seção GH apresentaram valores menores que 1,3. Sendo o fundo marinho do Campo de Papa-Terra, portanto, considerado seguro.

Conforme KOWSMANN et al. (2008), embora ocorram registros de instabilidade no Campo de Papa-Terra em quase todos os furos geológicos analisados, estes cessaram há 11.000-15.000 anos atrás. Os movimentos de massa na área, na forma de diamictitos (*debris flows*) e de depósitos de escorregamento (*slumps*), envolveram principalmente sedimentos de idade entre 15.000 e 42.000 anos. Verificou-se ainda que resistências ao cisalhamento não-drenadas muito elevadas (>200 kPa), a poucos metros do piso marinho, ocorreram nos furos situados no talvegue de cânions e correspondem a lamitos muito rijos. A datação por nanofósseis calcários posicionou estes sub-afloramentos em várias idades do Pleistoceno Superior/Médio. Com base nos dados geológico-geotécnicos analisados, descarta-se a probabilidade de ocorrerem acidentes motivados por movimentos gravitacionais de massa em Papa-Terra.