

### 5.1.2. Geologia e Geomorfologia

Neste item, são caracterizados os aspectos geológicos e geomorfológicos da Bacia de Campos, em especial aqueles pertinentes a área onde serão desenvolvidas as atividades de produção de óleo e gás do Campo de Barracuda.

Em escalas regional e local, foram caracterizados os aspectos estruturais, estratigráficos e fisiográficos mais relevantes, com as respectivas implicações no empreendimento alvo deste RAA.

As informações aqui apresentadas foram sintetizadas principalmente a partir de dados secundários pesquisados em diversos trabalhos e estudos realizados na costa sudeste brasileira, tanto pela PETROBRAS quanto por outras instituições, através de projetos que envolvem universidades, empresas e governo. Dentre estes, destacam-se projetos como o REMAC, o LEPLAC, o REVIZEE e outros de menor dimensão.

De forma complementar, foram contempladas também informações relatorizadas com base na aquisição de dados primários adquiridos pela PETROBRAS durante levantamentos realizados na Bacia de Campos e especialmente aqueles destinados tecnicamente ao estudo do Campo de Barracuda, onde será instalado o FPSO P-43.

#### 5.1.2.1. A Bacia de Campos

A Bacia de Campos localiza-se na porção sudeste da costa brasileira, entre os paralelos 20,5° e 24° Sul, e ocupa uma área de cerca de 100.000 km<sup>2</sup> até a cota batimétrica de 3.400 m (Figura 5.1.2.a). Trata-se da bacia mais produtiva dentre as bacias petrolíferas da costa brasileira, encontrando-se separada das bacias adjacentes por altos estruturais orientados transversalmente à margem continental. O Alto de Vitória corresponde ao seu limite norte, separando-a da Bacia do Espírito Santo, e o Alto de Cabo Frio a separa da Bacia de Santos, ao sul.

A origem da Bacia de Campos, bem como das demais bacias da Margem Continental Brasileira, está relacionada ao processo de formação do Atlântico Sul (Asmus e Porto, 1972; Viro et. Al, 1985; *apud* PETROBRAS, 2000), que teve início a 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 (Figura 5.1.2.b). Seu estilo estrutural é dominado por elementos extensionais distensivos, típicos das bacias de margens divergentes, apresentando falhas normais de alto ângulo que afetam a crosta continental e os basaltos da fase rift, além de falhas lítricas.

Figura 5.1.2.a – Mapa de localização da Bacia de Campos.

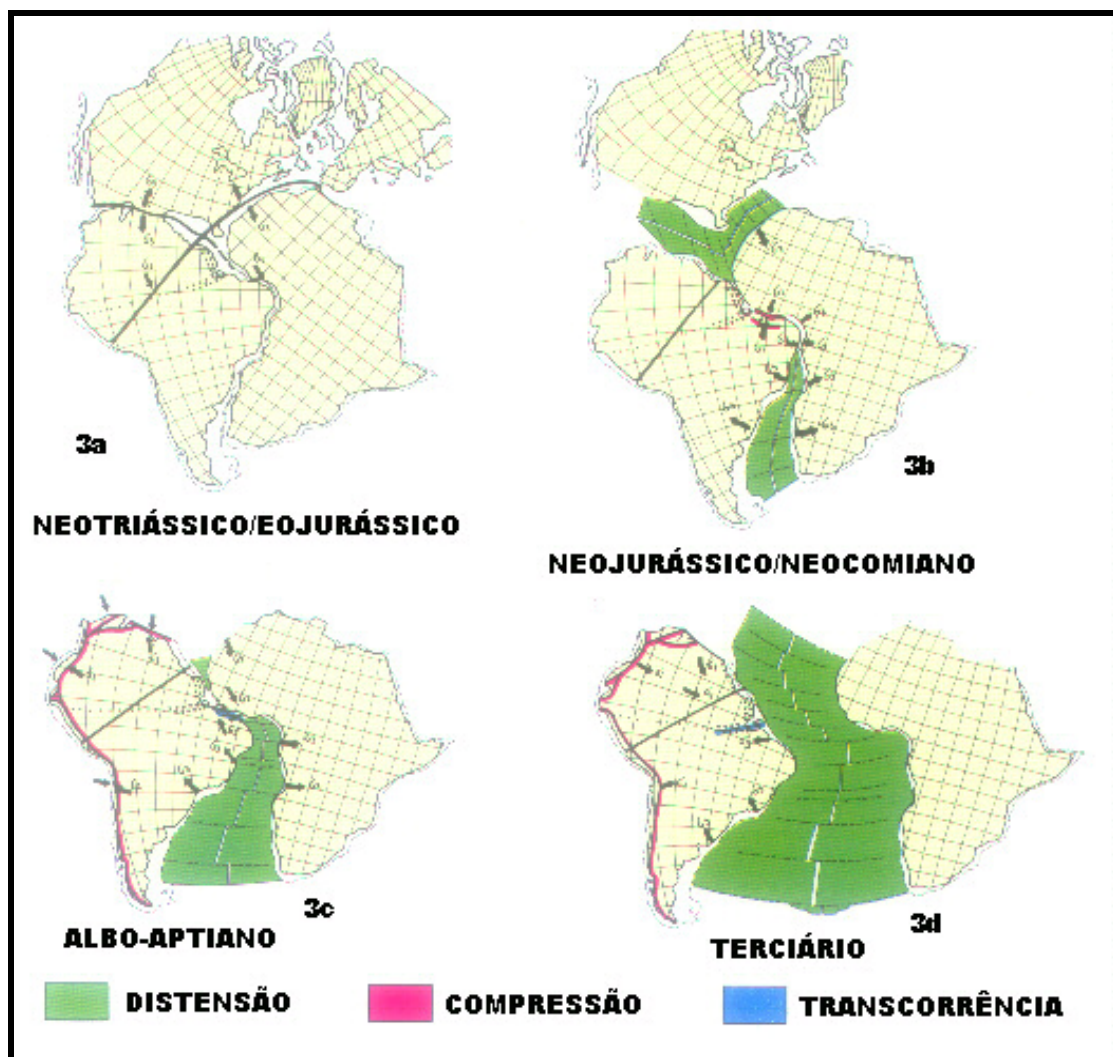


Figura 5.1.2.b: Evolução do processo de abertura do Atlântico Sul (alterado de Viro et al, 1985, *apud* PETROBRÁS, 2000).

#### a. Evolução Tectônica e Estrutural da Bacia

A Bacia de Campos apresenta características em sua evolução tectono-sedimentar que a tornam singular em termos de potencial petrolífero. Vários fatores, tais como um baixo grau de afinamento crustal, a reativação das fontes de sedimentos e as variações globais do nível do mar no Neocretáceo e Terciário, interagiram de forma a favorecer a acumulação de hidrocarbonetos (Raja Gabaglia e Milani, 1990).

Durante o Cretáceo Inferior, formou-se um sistema de rift-valley alongado na direção SO-NE, ocorrendo falhas menos expressivas nas direções NNO-SSE e E-O. Esta fase é caracterizada por uma série de horsts, grabens e meio-grabens, com os blocos limitados

por falhas normais sintéticas e antitéticas que apresentam continuidade lateral por longas distâncias. Os rejeitos podem alcançar dimensões de até 2500 m (Figura 5.1.2.c).

A maior parte das falhas da fase rift tornou-se inativa depois do desenvolvimento da discordância de idade Pré-Alagoas, que marca o limite desta fase. Entretanto, em alguns locais, estas falhas foram reativadas, cortando sedimentos da seqüência transicional e, mais raramente, da seqüência marinha.

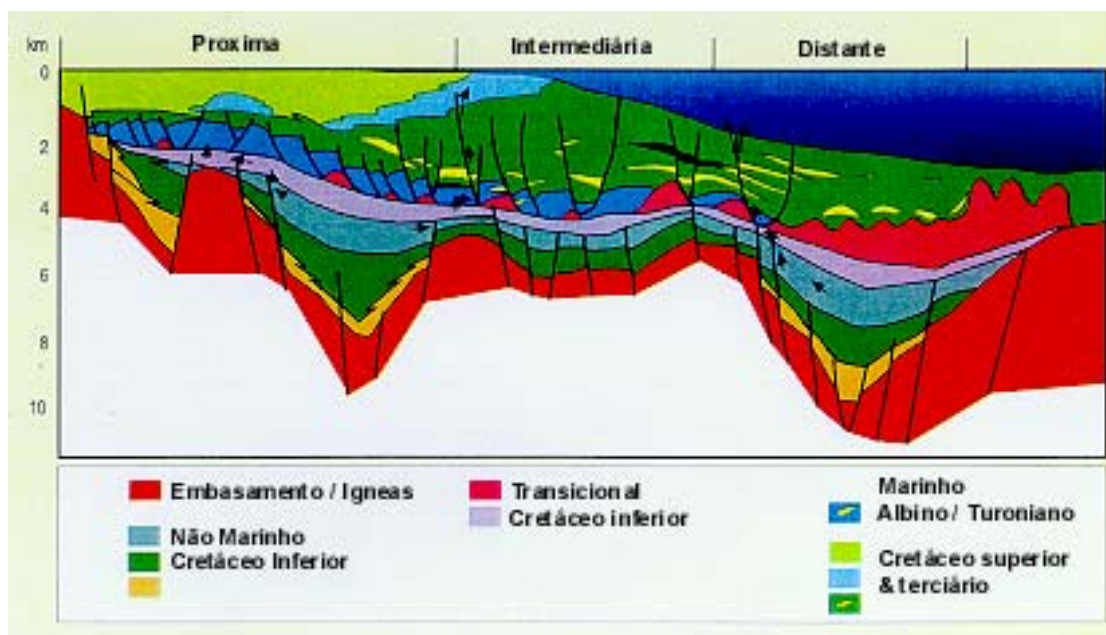


Figura 5.1.2.c. Seção geológica esquemática da Bacia de Campos. (Fonte: Schlumberger, 1998).

Após um período de relativa quietude tectônica, durante o qual depositou-se a seqüência evaporítica transicional (Andar Alagoas), o basculamento da bacia para leste, associado a uma compactação diferencial dos sedimentos, provocou a migração de espessos pacotes de sal para regiões mais profundas da bacia e o conseqüente desenvolvimento de falhas de crescimento. Este tipo de falhamento permaneceu ativo até o Holoceno, desempenhando um papel decisivo no controle das fácies sedimentares e na formação de trapas para acumulação de hidrocarbonetos na bacia.

Uma linha de charneira, delineada pela Falha de Campos, com rejeitos da ordem de centenas de metros, corresponde a um incremento acentuado no ângulo de mergulho do embasamento em direção ao mar. Mapeamentos sísmicos indicam um razoável paralelismo deste falhamento em relação à linha de costa, com tendência geral NE ao longo do Rio de Janeiro.

Esta linha de charneira separa a porção oriental principal da Bacia de Campos, que contém sedimentos desde o Cretáceo Inferior até o presente, de uma pequena porção ocidental, onde sedimentos terciários estão depositados sobre um embasamento raso. Nesta área de embasamento raso, ocorre um expressivo graben assimétrico, provavelmente de idade terciária, com depocentro ao largo de São João da Barra. Esta



pequena porção da bacia é bem definida por métodos geofísicos entre Búzios e Macaé, admitindo-se que possua uma espessura sedimentar máxima entre 700 e 1000 m (Mohriak e Barros, 1990).

No mapa de elementos estruturais da Bacia de Campos, esquematicamente ilustrado na Figura 5.1.2.d, destacam-se os principais elementos que condicionaram o preenchimento sedimentar da bacia. Observam-se três feições positivas, das quais o Alto Regional de Badejo é a mais importante, tendo influenciado a sedimentação na região da plataforma média e externa, da porção meridional da bacia. Outras estruturas positivas, denominadas Alto Central e Alto Externo, são ainda alvo de estudos para um melhor conhecimento de sua influência no condicionamento do preenchimento sedimentar da bacia.

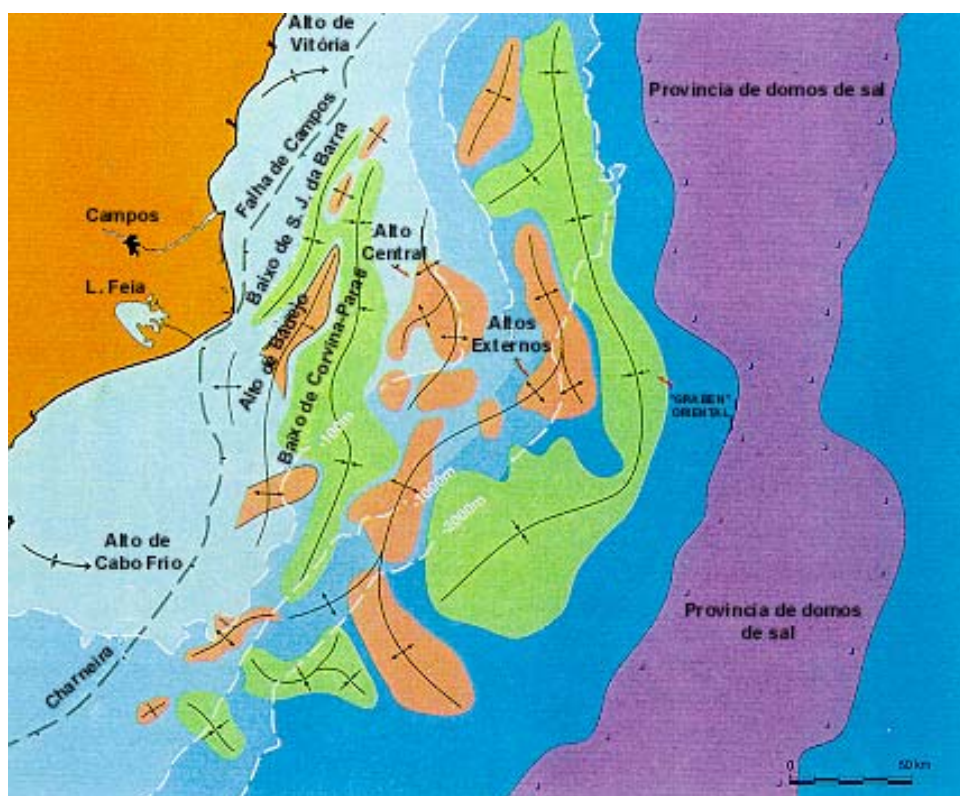


Figura 5.1.2.d. Mapa regional de elementos estruturais da Bacia de Campos.  
Fonte: Schlumberger, 1998.

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, que se encontram nessa área.

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.

Numa porção mais distal da bacia, observam-se outras feições estruturalmente mais baixas, adjacentes aos Altos Externo e Central, evidenciando áreas anteriormente ocupadas por regiões de talude médio e inferior, onde se desenvolviam cânions

submarinos que canalizavam o transporte de sedimentos da plataforma para o sopé continental. Essas condições proporcionaram a formação de inúmeros reservatórios em arenitos turbidíticos de idade terciária, constituindo-se atualmente nos principais reservatórios da bacia.

Na extremidade leste do mapa, observa-se a presença de uma região chamada Província dos Domos Salinos. Essa região apresenta um pacote sedimentar pouco espesso, de forma que a movimentação halocinética subjacente lhe conferiu um condicionamento morfológico bastante característico, conforme descrito por Gorini *et al.* (1999).

## **b. Estratigrafia da Bacia de Campos**

A estratigrafia da Bacia de Campos foi apresentada formalmente por Rangel *et al.* (1994), tendo sido definida à luz de informações provenientes dos milhares de poços já perfurados na região, além dos inúmeros levantamentos sísmicos realizados ao longo de toda a bacia.

Seu arcabouço cristalino é formado por rochas Pré-Cambrianas, sendo estas representadas no Estado do Rio de Janeiro (CPRM 2000), estado no qual se localiza a maior parte desta bacia, pelas rochas metamórficas dos Complexos Mantiqueira, Região dos Lagos, Juiz de Fora, Paraíba do Sul, Búzios.

Somam-se a estes corpos a granitogênese neoproterozóica, associada à deformação e metamorfismo da seqüência metassedimentar do Complexo Paraíba do Sul, resultantes do Ciclo Orogênico Brasileiro, onde se destacam os granitóides metaluminosos pré a sincolisionais que alcançaram a sua mais importante expressão nos batólitos Serra dos Órgãos e Rio Negro, incluindo associações calcioalcalinas expandidas (Complexo Rio Negro).

Sua coluna estratigráfica, assim como das demais bacias da margem continental brasileira, se divide em três seqüências distintas: uma seqüência inferior clástica, de ambiente continental flúvio-lacustre, uma seqüência intermediária transicional caracterizada por sedimentos de origem evaporítica, e uma seqüência superior, depositada em ambiente francamente marinho (Asmus & Ponte, 1973, *apud* Asmus & Ferrari, 1978). Estas mega-seqüências geocronológicas podem ser visualizadas na Figura 5.1.2.e, juntamente com informações referentes à litologia e à bioestratigrafia de cada formação.

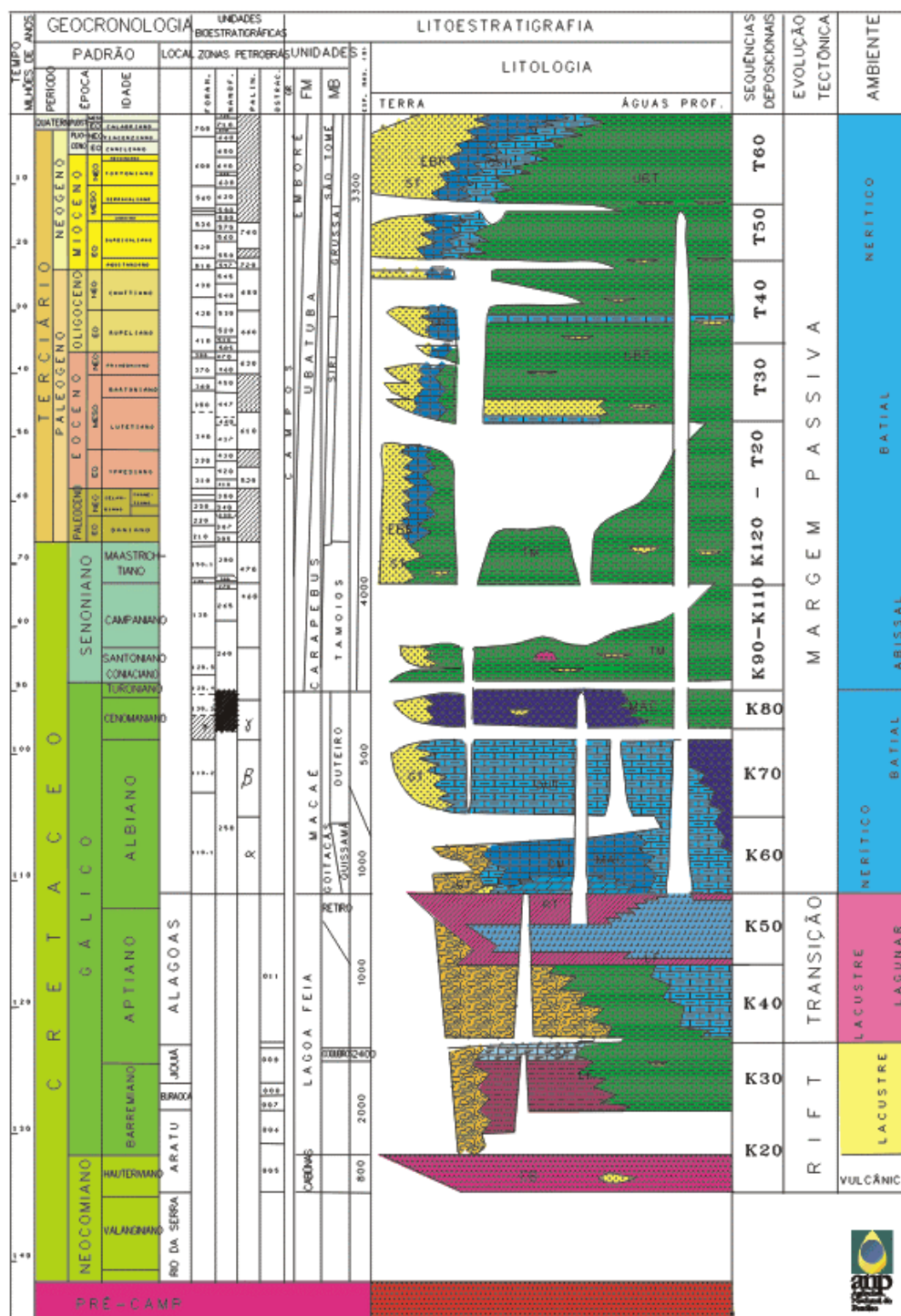


Figura 5.1.2.e. Coluna estratigráfica esquemática da bacia de Campos.  
Fonte: Rangel et al., 1994.

A fase *Rift* de evolução tectônica teve início no final do Neocomiano, sendo caracterizado pelos derrames basálticos do eocretáceo, agrupados sob a denominação de Formação Cabiúnas, dando origem ao assoalho de todo o preenchimento sedimentar da Bacia de Campos. Datações pelo método K-Ar indicam idades entre 122 e 134 milhões de anos

para estes basaltos, que se encontram recobertos pelas rochas sedimentares de idade barremiana da Formação Lagoa Feia.

A Formação Lagoa Feia abriga diversos tipos de rochas, como conglomerados, arenitos, folhelhos e siltitos, todos de origem flúvio-lacustre, continental associados a continuidade do processo de rifteamento e formação de um lago, cujos processos deposicionais avançam desde o Barremiano ( $\pm 130$  MA) até o fim do Aptiano ( $\pm 112$  MA).

Dois membros desta formação merecem destaque: o Membro Coqueiros, que dá nome a uma seqüência de depósitos de coquinas, organizada em camadas de 15 a 50 m, e o Membro Retiro, que designa a seqüência evaporítica, composta essencialmente por halita hialina e anidrita branca.

Localmente, as camadas de halita encontram-se fortemente remobilizadas, formando grandes domos de sal que perfuram boa parte das rochas sedimentares subjacentes, sendo que, nas regiões mais distais, os domos salinos chegam a atingir o fundo do mar.

A partir do final do Aptiano, a evolução tectônica é classificada como Transicional, com características ambientais evoluindo de lacustrina para lagunar. Entre o Albiano (112 MA) e o Turoniano médio (90 MA) ocorre a deposição da Formação Macaé, que inclui os Membros Goitacás, Quissamã e Outeiro. O ambiente neste período tem característica Nerítica e Batial.

A Formação Macaé foi formalizada em 1973 por Schaller, para designar os calcirruditos, calcarenitos e calcilutitos sobrepostos aos evaporitos da Formação Lagoa Feia. São rochas de idade cretácica, representando a fase de oceano raso que se instalou na bacia, com o prosseguimento do processo de abertura do Atlântico Sul. Nesta formação, são individualizados três membros distintos, em função de sua faciologia litológica e ambiental:

- Membro Quissamã, que compreende espessos leitos de calcarenitos e calcirruditos;
- Membro Outeiro, que apresenta calcilutitos, margas e folhelhos característicos de um ambiente marinho de profundidades já consideráveis, com camadas isoladas de arenitos turbidíticos (Arenito Namorado). Este conjunto litológico é referenciado informalmente como “Seção Bota”;
- Membro Goitacás, caracterizado por conglomerados e arenitos mal selecionados, além de calcilutitos e margas.

Do Turoniano médio (90 MA) ao final do Pleistoceno temos a deposição do Grupo Campos que compreende as formações Ubatuba, Carapebus e Emborê.

A Formação Ubatuba, já representando um ambiente francamente marinho profundo, é composta por uma seção pelítica, que se sobrepõe discordantemente aos carbonatos Macaé. Camadas de arenito fino a conglomerático, que constituem a Formação Carapebus, encontram-se intercaladas, interdigitadas ou inseridas nos pelitos da Formação Ubatuba. Estes arenitos são depósitos de origem turbidítica resultantes do transporte por correntes e fluxos de massa que atuaram do Turoniano ao Holoceno, em ambientes de talude continental.



A parte inferior da Formação Ubatuba foi individualizada como Membro Tamoios (Turoniano a Maastrichtiano). Este membro distingue-se do restante da unidade por sua litificação mais pronunciada. A sedimentação dos pelitos Ubatuba prosseguiu até o Holoceno, depositando-se em ambiente francamente marinho, batial e abissal.

Em regiões mais proximais da Bacia, a Formação Ubatuba também encontra-se interdigitada lateralmente por sedimentos clásticos e carbonáticos da Formação Emborê.

Estes sedimentos foram depositados em leques costeiros e plataformas carbonáticas desde o Maastrichtiano até o Holoceno. A Formação Emborê compreende ainda o Membro São Tomé, caracterizado por clásticos grossos vermelhos que ocorrem ao longo da borda oeste da bacia, o Membro Siri, formado por calcarenitos bioclásticos, e o Membro Grussaí, composto de calcarenito bioclástico e detrital.

#### 5.1.2.2 Características Estratigráficas e Estruturais do Campo de Barracuda

O campo de Barracuda situa-se na parte central da área de campos de petróleo da Bacia de Campos (Figura 5.1.2.f). Este campo possui quatro intervalos produtores, denominados zonas MRL330, CO100, EN100 e BR100, de acordo com o padrão de zoneamento em vigor.

Litoestratigraficamente esses intervalos produtores são constituídos por arenitos terciários que ocorrem dentro do Grupo Campos, cuja origem é atribuída a depósitos turbidíticos carregados por correntes de alta energia. As areias que ocorrem dentro do Grupo Campos pertencem à Formação Carapebus, enquanto que os folhelhos são conhecidos como Formação Ubatuba.

A zona MRL330 compreende o arenito Marlim (do Oligo-mioceno), as zonas CO100 e EN100 aos arenitos Corvina e Enchova (do Eoceno) e a zona BR100 ao arenito Barracuda (do Paleoceno). A Figura 5.1.2.g apresenta o perfil tipo do campo e a Figura 5.1.2.h uma seção geológica estrutural.

Esses arenitos são, na verdade, lentes de areia amalgamadas, depositadas em eventos episódicos de correntes de turbidez e fluxos de massa, em uma condição geomorfológica do tipo cânion, em ambiente marinho profundo. Os cânions estão instalados discordantemente sobre sedimentos paleocênicos. No entanto, em algumas localidades, os sedimentos paleocênicos foram totalmente escavados, estando os depósitos eocênicos dispostos diretamente sobre rochas cretáceas.

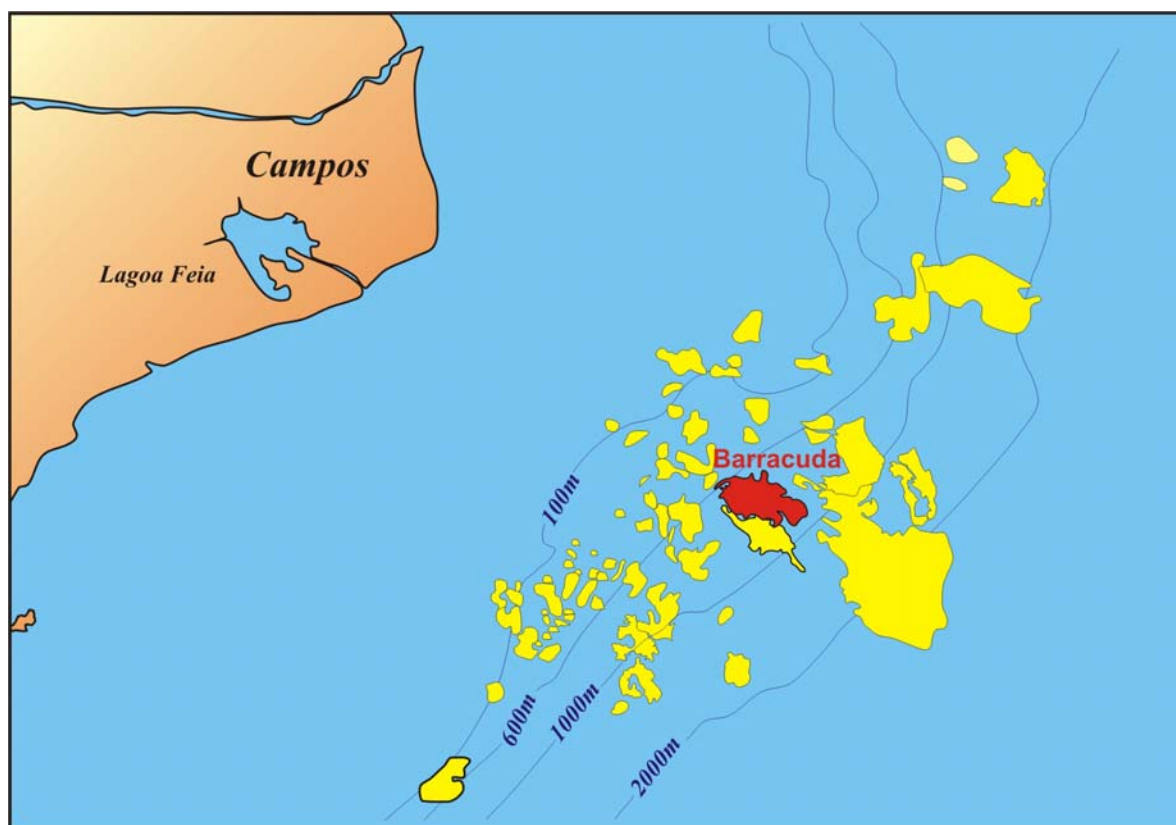


Figura 5.1.2.f - Localização do campo de Barracuda.

A zona MRL330 corresponde a camadas gradacionais amalgamadas, maciças em geral, constituídas de arenito fino a muito fino, moderadamente selecionado, com camadas  $T_{ab}$ ,  $T_{abc}$  e  $T_{bc}$  de Bouma. O conteúdo de silte é menor que 10% e de argila, menor que 2%, com uma razão *net-to-gross* variando entre 30 e 80%.

Essa zona engloba depósitos de um complexo turbidítico constituído pelo empilhamento lateral e vertical de leques de direção preferencial noroeste-sudeste, os quais preenchem uma grande depressão *intra-slope* resultante de movimentações salíferas *downslope*. A espessura máxima constatada é de cerca de 30 m, com a largura em torno de 6 km e até 22 quilômetros de comprimento. Caracteriza-se também pelos diferentes corpos arenosos apresentando, em planta, uma geometria de grandes lobos. Todo o complexo foi parcialmente erodido por canais de baixa sinuosidade, cuja profundidade varia entre 5 e 15 m e largura entre 200 e 600 m, preenchido por sedimentos finos.

Este reservatório está limitado a leste e nordeste por um sistema de falhas de orientação aproximada NNW/SSE. Os limites a norte, oeste e sul ocorrem por acunhamento dos corpos arenosos. A Figura 5.1.2.i mostra o mapa de topo da Zona MRL330.

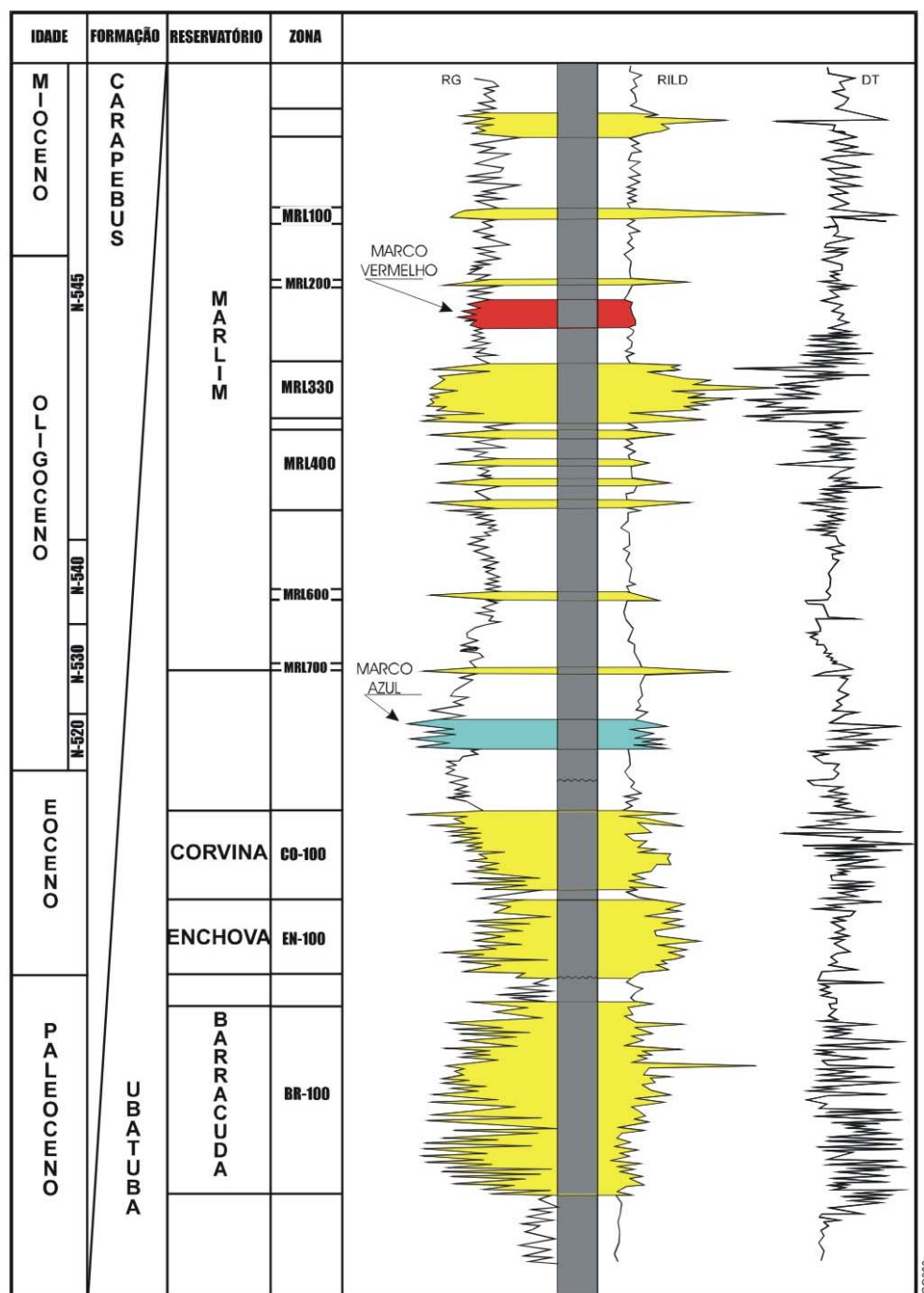


Figura 5.1.2.g. Perfil tipo do campo de Barracuda.

As zonas CO100, EN100 e BR100 constituem uma unidade hidráulica única formada por sedimentos do Eoceno e do Paleoceno, sendo informalmente denominada de ENCOBR. Os nomes CO100, EN100 e BR100 correspondem à designação genérica dessas zonas, sendo que a zona CO100, por ser indivisa, mantém a denominação genérica, enquanto a zona EN100 é a designação genérica das zonas EN110 e EN120, e a zona BR100 das zonas BR110 e BR120.

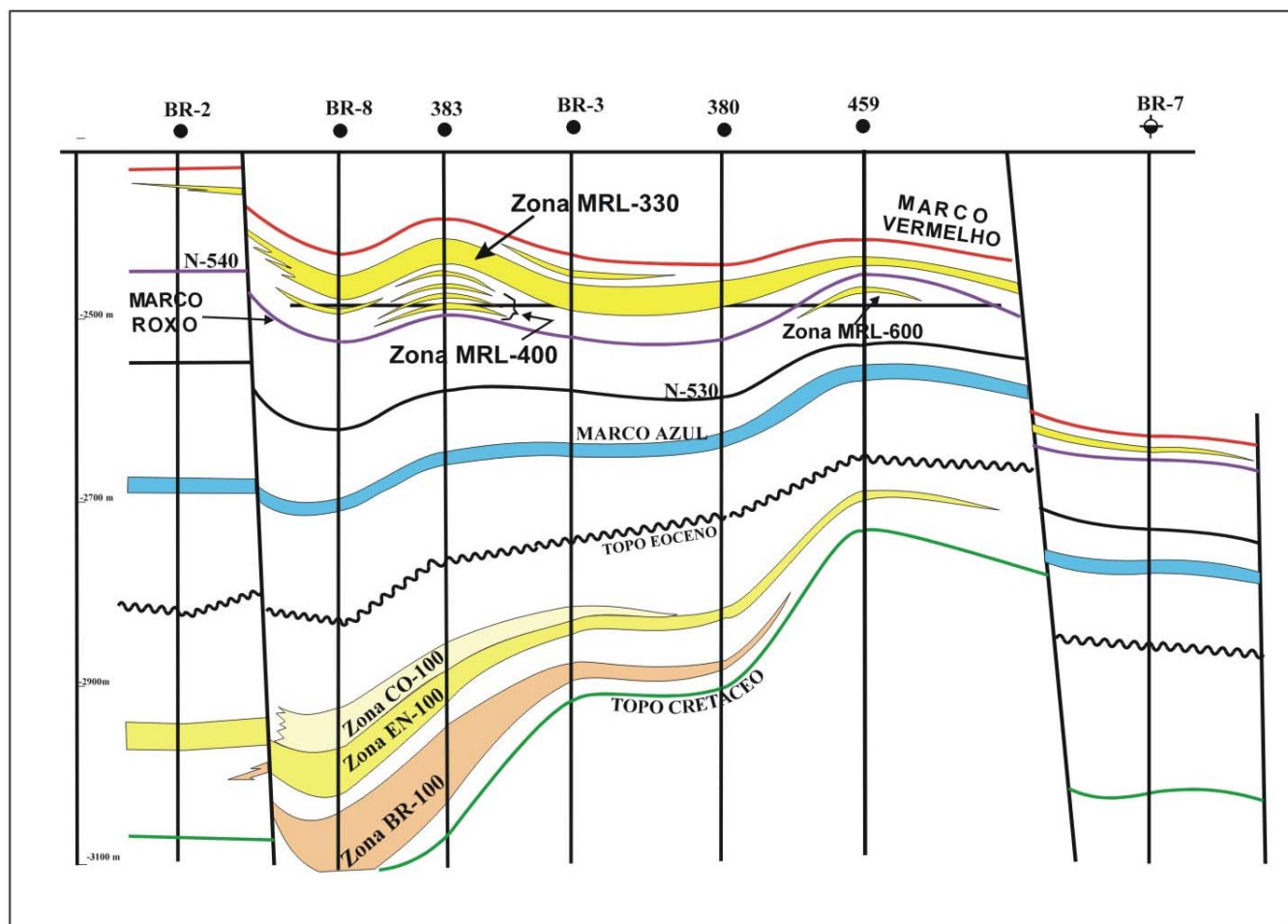


Figura 5.1.2.h - Seção estrutural mostrando os principais reservatórios do Campo de Barracuda.



A zona CO100 compreende depósitos turbidíticos confinados, provavelmente preenchendo paleobaixos formados a partir de escorregamentos de sedimentos da plataforma continental, os quais aparentemente apresentam alguma relação com os paleobaixos das antigas calhas formadas por sedimentos cretácicos.

Os arenitos da zona EN100 apresentam as maiores espessuras nos paleobaixos coincidentes com as antigas calhas do Cretáceo, mas apresentam um grau de confinamento menor que a zona CO100, sobreposta. A Figura 5.1.2.j mostra o mapa de contorno estrutural do topo da Zona CO100..

Os sedimentos relacionados às zonas CO100 e EN100 compreendem depósitos de camadas gradacionais de arenito grosso a muito fino, às vezes capeados por arenito fino a muito fino, laminado, com conteúdo de silte menor que 10% e argila, menor que 2% e razão *net-to-gross* entre 60 e 95%.

Embora os dados sísmicos não apresentem a resolução vertical necessária para esclarecer a geometria desses depósitos, acredita-se que os arenitos da zona CO100 têm ocorrência aleatória e pequenas dimensões, constituindo depósitos de corpos amalgamados com um empilhamento vertical e lateral do tipo labirinto, predominando uma geometria de canais.

Acredita-se que os arenitos da zona EN100 apresentem geometria lobada, constituam depósitos confinados, condicionados por um paleorelevo mais suave que o dos depósitos da zona CO100. A Figura 5.1.2.k mostra o mapa de contorno estrutural do topo da Zona EN110.

A zona BR100 compreende arenitos com granulometria variando de grossa a fina, maciços, formando camadas gradacionais às vezes capeadas por arenito fino a muito fino e/ou arenito argiloso, bioturbado. O conteúdo de silte é menor que 10% e de argila, menor que 2%, com uma razão *net-to-gross* entre 30 e 70%.

Esses arenitos formam um empilhamento vertical geralmente menor que 5 m de espessura, intercalados por sedimentos finos e é freqüente a ocorrência de intervalos cimentados centimétricos a métricos. As maiores espessuras ocorrem nos *grabens* formados por blocos falhados do Cretáceo, onde podem atingir cerca de 200 m. A Figura 5.1.2.l mostra o mapa de contorno estrutural do topo da zona BR110

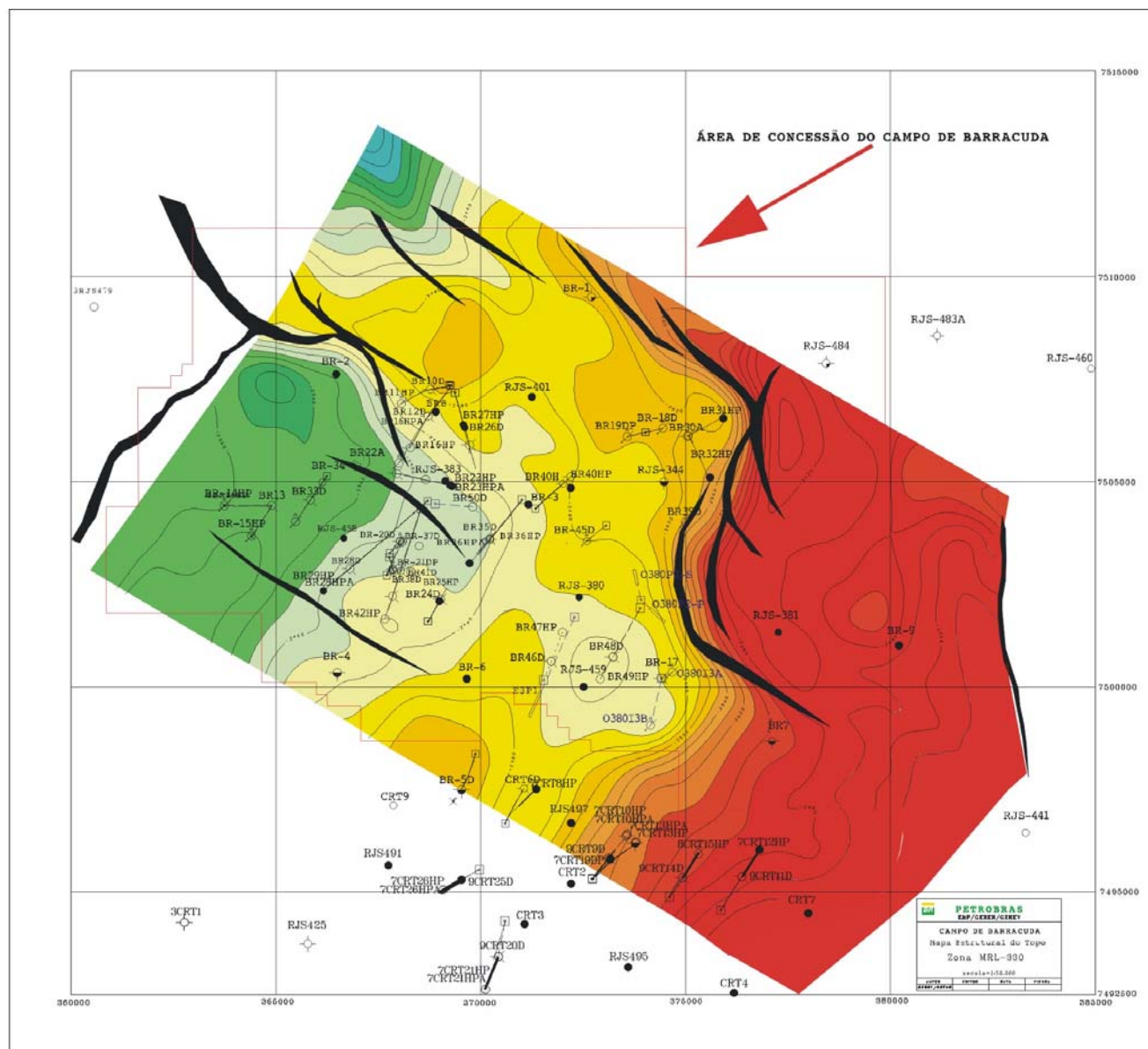


Figura 5.1.2.i - Mapa de contorno estrutural de topo da Zona MRL330

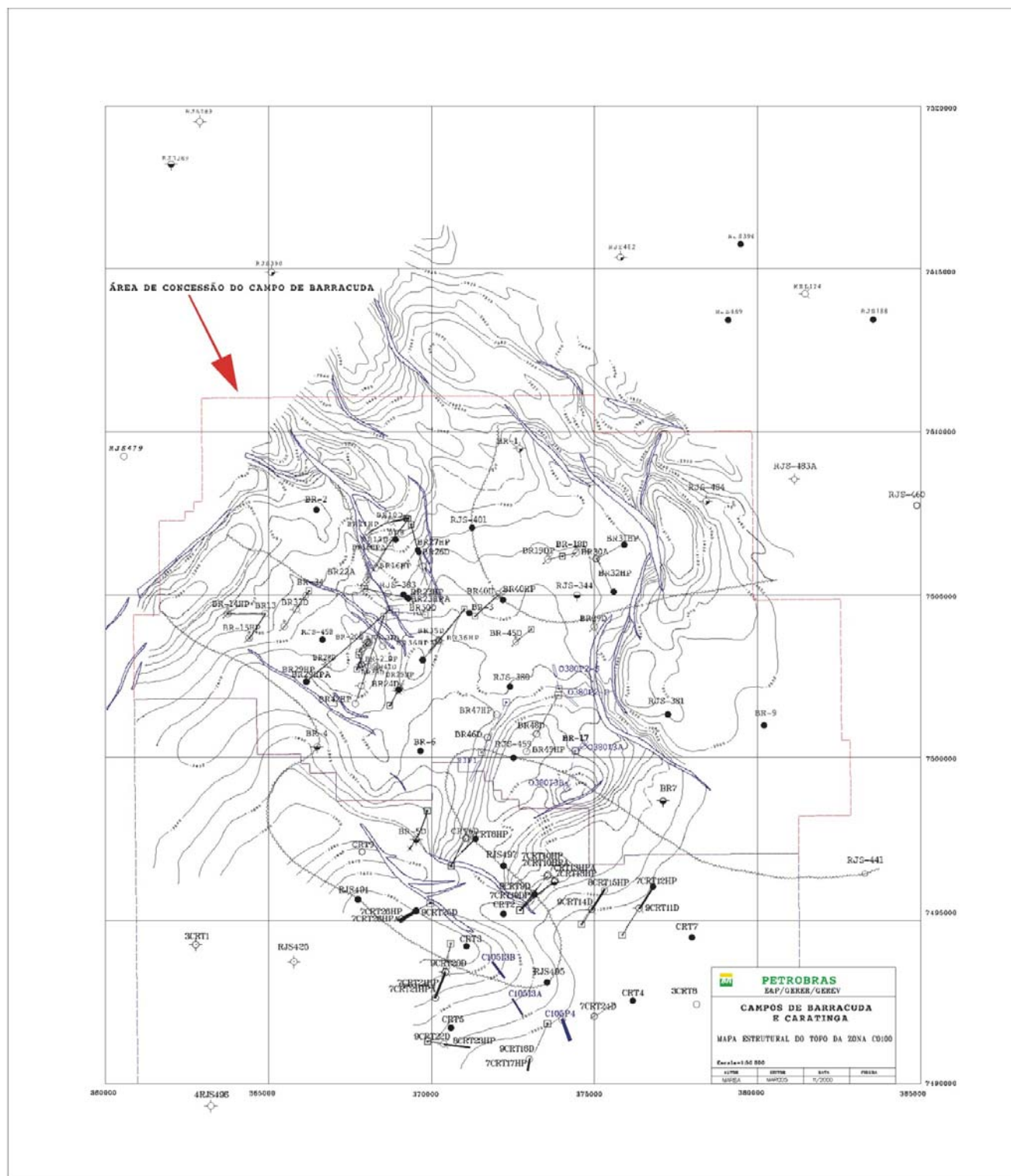


Figura 5.1.2.j - Mapa de contorno estrutural de topo da zona C0100.

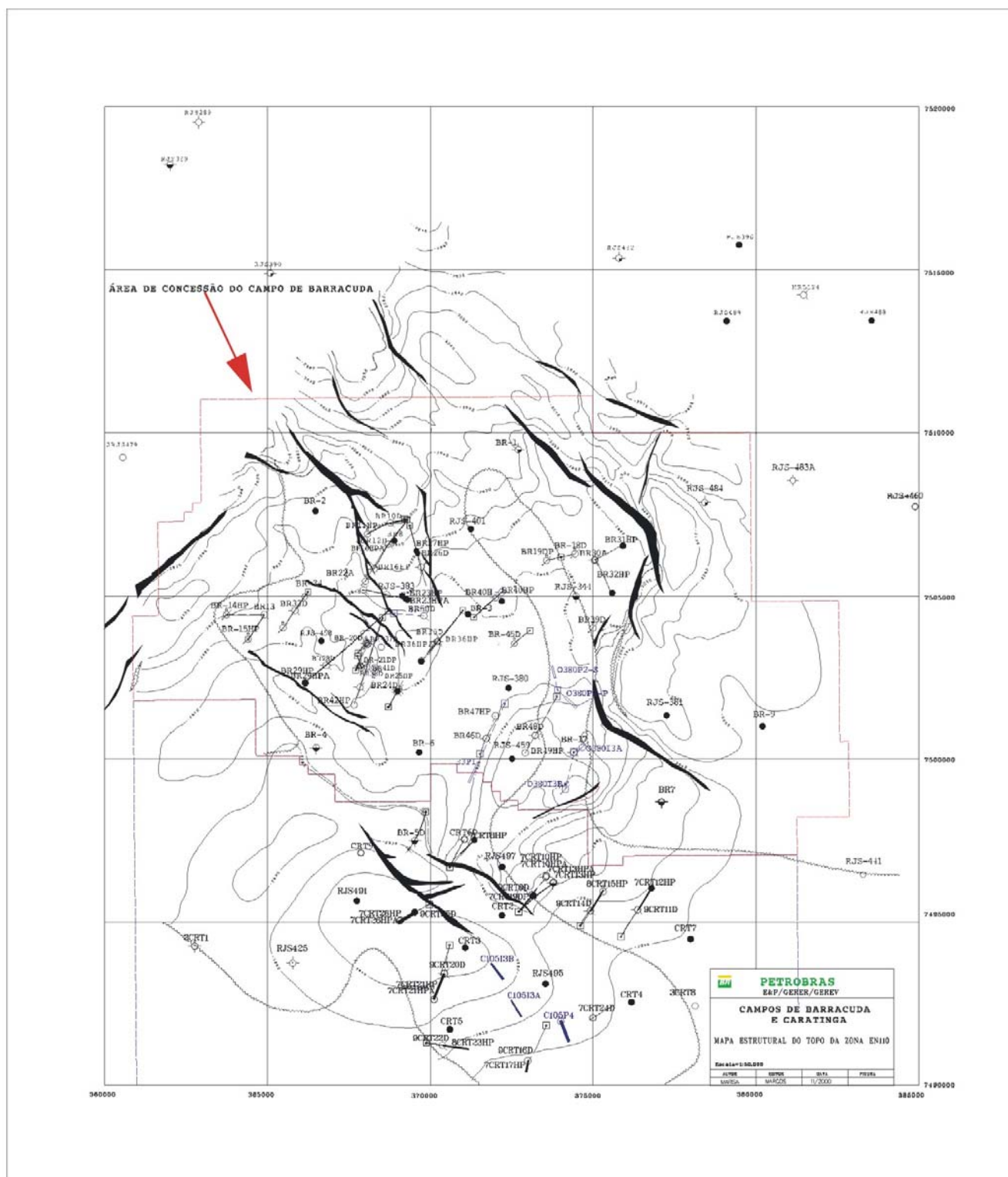


Figura 5.1.2.K - Mapa de contorno estrutural de topo da Zona EN110



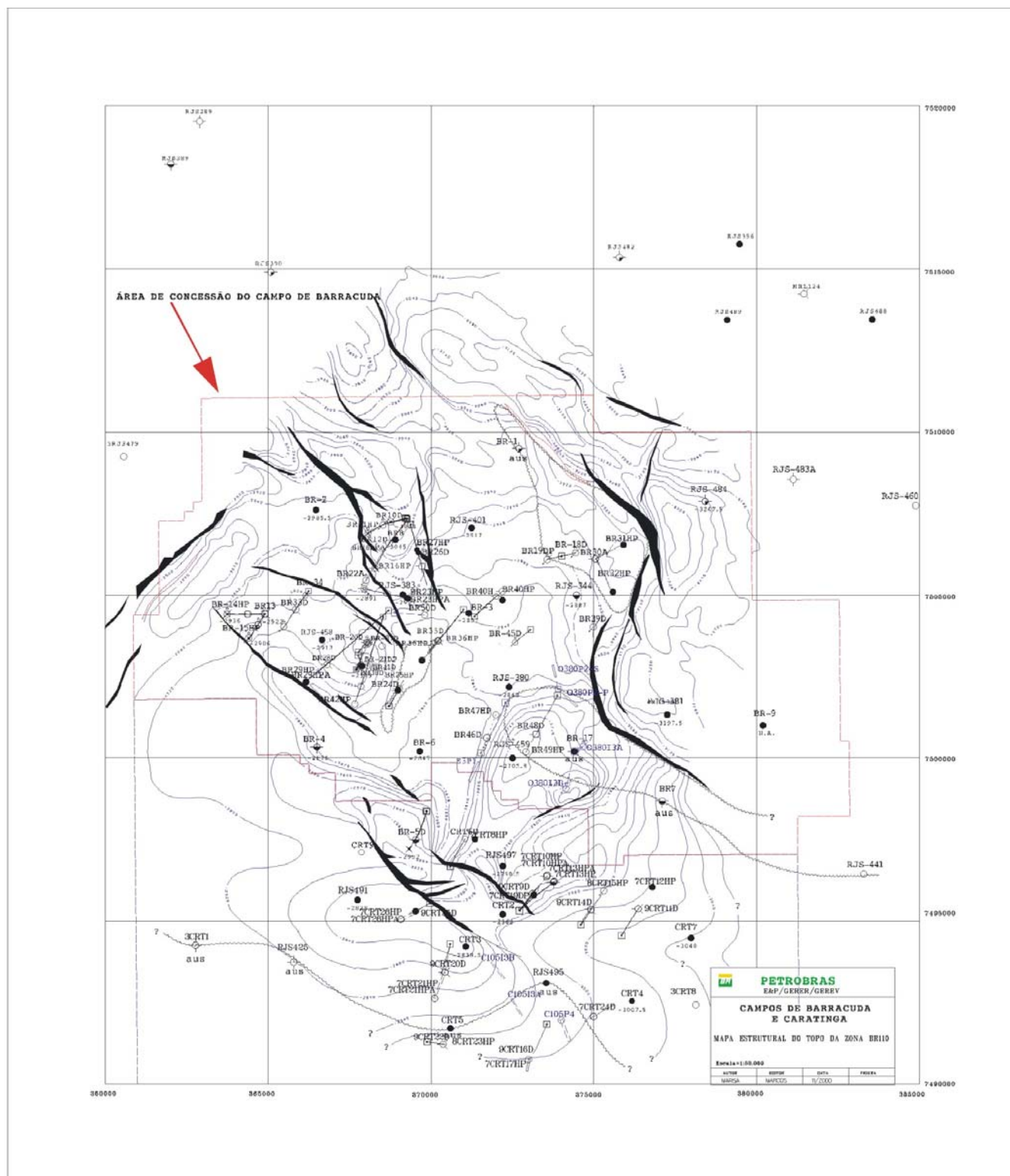


Figura 5.1.2.I -Mapa de contorno estrutural de topo da Zona BR110.

### 5.1.2.3 Aspectos Fisiográficos Regionais

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 se sobrepõem localmente às 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.

#### a. Domínios geomorfológicos continentais

Segundo o Mapa de Domínios Geomorfológicos do Estado do Rio de Janeiro (CPRM, 2000), na região continental confrontante ao Campo de Barracuda, são identificados dois grandes domínios morfoestruturais: a Unidade Morfoestrutural Cinturão Orogênico do Atlântico e a Unidade Morfoestrutural Bacias Sedimentares Cenozóicas (Figura 5.1.2.m).

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

Morfoestrutural esta unidade é subdividida em domínios morfoesculturais, dos quais na região de estudo, são observados os seguintes:

- Maçãos Costeiros e Interiores

Compreende um conjunto de maços montanhosos relativamente alinhados sob direção WSW-ENE, desde o Maciço da Juatinga ao maciço da Região dos Lagos, estando situados em meio às baías e baixadas litorâneas. Foram inseridos também nessa unidade os maços ou os alinhamentos serranos situados em posição de contrafortes da escarpa da Serra do Mar, tais como os maços de Suruí e Conceição de Macabu. Ainda inserem-se nessa unidade maços isolados no Norte Fluminense, tais como os de morro do Coco e de Bom Jesus do Itabapoana.

- Maçãos Alcalinos Intrusivos

É composta por um conjunto de maços montanhosos de rochas alcalinas geradas num período de atividade vulcânica entre o final do Cretáceo e o início do Terciário, decorrente da abertura do oceano Atlântico (Almeida, 1976). Esse magmatismo gerou uma série de corpos alcalinos que intrudiram o embasamento cristalino de idade pré-cambriana, compondo o alinhamento magmático de Cabo Frio (Almeida, 1992; *apud* CPRM, 2000; Sichel *et al.*, 1997), com direção aproximada WNWSE. No estado do Rio de Janeiro, esse alinhamento estende-se do Maciço do Itatiaia à Ilha de Cabo Frio.

Figura 5.1.2-m. Domínios geomorfológicos (A3)

Esses maciços intrusivos têm, em geral, uma forma dômica, muitas vezes assemelhando-se a vulcões extintos, parcialmente ou bastante erodidos, demonstrando uma drenagem radial e centrífuga. Apresentam-se também por blocos montanhosos escarpados, com vertentes íngremes, freqüentemente recobertas por colúvios e depósitos de talus. Os gradientes são elevados a muito elevados e os topos são 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 120m de altitude e a segunda de 40 a 100m de altitude.

- Escarpas Serranas

Compreende um conjunto de escarpas montanhosas festonadas, fortemente alinhadas sob direção WSW-ENE, compostas pelas serras 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, com diversas configurações morfológicas, desde a Serra da Bocaina, na divisa com o estado de São Paulo, até a serra do Imbé, próximo ao norte do estado.

Neste 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 a leste da Serra dos Órgãos, alçados por tectônica a mais de 1.000m de altitude, sendo que alguns picos atingem quase 2.000m.

O segundo grande domínio geomorfológico do Estado do Rio de Janeiro, representada pelas Bacias Sedimentares Cenozóicas consistem numa das mais importantes feições geotectônicas resultantes da tectônica extensional pós-cretácica no Sudeste brasileiro.

Compreendem um conjunto de bacias tafrogênicas continentais: Bacia de Curitiba (PR); bacias de São Paulo e Taubaté (SP); bacias de Resende, Volta Redonda, Macacu e



Itaboraí (RJ). Esta unidade morfoestrutural é composta de três domínios morfoesculturais distintos, sendo todos eles observados na parte continental adjacente a região de estudos, apresentando as seguintes denominações e características:

- 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 e no *graben* da Guanabara e nos afloramentos do Grupo Barreiras que ocorrem no norte do estado. Na região é representado por duas unidades geomorfológicas.

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

A Segunda unidade geomorfológica corresponde a 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”. Tais vales são caracterizados por bordas íngremes dos tabuleiros e de fundo chato, recobertos por sedimentação fluvial ou fluviolagunar recente. Esses tabuleiros situam-se entre a depressão interplanáltica com alinhamentos serranos do norte-noroeste fluminense, a oeste; a Baixada Campista, a sul; e a porção norte dos feixes de cordões arenosos do rio Paraíba do Sul, a leste.

- Planícies Fluvio-Marinhas (baixadas)

Esta unidade é composta por um conjunto de baixadas aluviais, planícies fluviomarinhas e fluviolagunares, que preenchem extensas áreas deprimidas localizadas próximo ao litoral, tais como as baixadas de Sepetiba, da Guanabara e Campista. Também compreendem os baixos cursos dos principais canais que deságuam diretamente no oceano, como os 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, frequentes no litoral norte fluminense, possuem idade pleistocênica, sendo originados após a penúltima transgressão (Martin *et al.*, 1997) e preservados do último máximo transgressivo; ou idade holocênica, associados à planície deltaica do rio Paraíba do Sul. Caracteriza-se por um microrrelevo muito suave, marcado pela alternância de cristas arenosas paralelas entre si (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.

## b. 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 o relevo tabuliforme 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 ( $19^{\circ} 40'S$  a  $21^{\circ} 19'S$ ) e Bacia de Campos, entre o rio Itabapoana e Cabo Frio ( $21^{\circ} 18'S$  a  $23^{\circ}S$ ).

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 associada ao macrocompartimento Bacia de Campos é a planície costeira do rio Paraíba do Sul, associada a um alargamento da plataforma continental interna. Em direção ao sul desta área, o Grupo Barreiras se alarga e se interioriza, à medida em 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 é de idade pleistocênica e estende-se até as proximidades de Macaé, sendo precedido por um estreito cordão litorâneo holocênico. Um conjunto de pequenas lagoas se localiza à retaguarda do 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. O Cabo frio representa também o limite entre as bacias de Campos e Santos.

### c. A Plataforma Continental

A plataforma continental corresponde a uma faixa rasa com configuração de terraço, que termina em direção ao mar com um aumento acentuado do gradiente (quebra da plataforma) em torno de 130 m. Apresenta uma configuração mais ou menos plana, com gradiente muito baixo (1:1000) e relevo raramente excedendo 20 m. Na Figura 5.1.2.n, abaixo, pode-se visualizar o caráter de planura da plataforma continental.

A plataforma continental brasileira foi influenciada pelas variações eustáticas ocorridas ao longo do Pleistoceno Superior e do Holoceno. Estas flutuações do nível do mar determinaram os processos que moldaram sua topografia atual.

Sua largura é bastante variável. Ao largo de Caravelas, na Bahia, alcança 246 km e logo ao sul de Regência, no Espírito Santo, decresce para um mínimo de 48 km (REVIZEE, 1996), voltando a se alargar em direção ao Cabo de São Tomé (100 km). Ao largo do Cabo Frio, aproxima-se novamente da costa, chegando a cerca de 50 km (Muehe, 1998).

Observa-se que a plataforma continental acompanha a mudança de orientação da linha de costa. Sua porção mais interna forma um suave arco na direção norte-sul, estreitando-se até que a isóbata de 50 m chegue a 27 km ao largo de Vitória. Daí para o sul, a plataforma vai se alargando em direção à bacia de Campos.

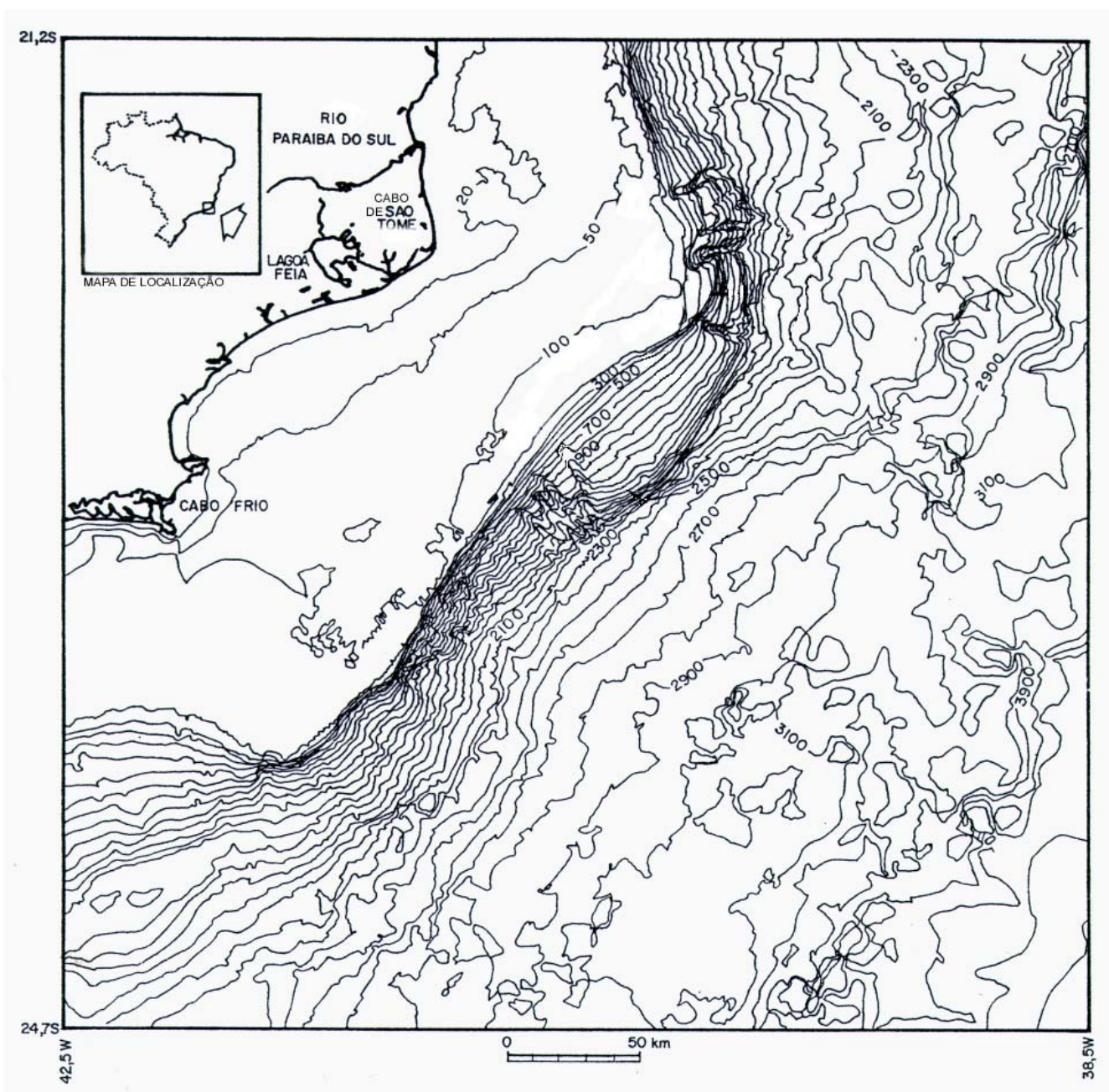


Figura 5.1.2.n. Mapa batimétrico esquemático da bacia de Campos.  
Fonte: Modificado de Viana *et al.*, 1998.

A passagem da plataforma para o talude é caracterizada por um incremento abrupto no gradiente, em torno dos 130 m de profundidade, região denominada quebra da plataforma.

Na região compreendida entre Itabapoana e as imediações de Cabo Frio, a plataforma continental é caracterizada por uma topografia relativamente suave, com gradiente de 1:1.200. Alguns pequenos desníveis batimétricos suaves (10m), ocorrem relacionados às bordas de depósitos deltáicos pretéritos do rio Paraíba do Sul. Ao largo de Cabo Frio



ocorre outro desnível com 45m na plataforma interna, de caracter erosivo, suavizando-se em direção às maiores profundidades.

As isóbatas em geral são sinuosas com direção preferencial NE-SW (Brehme, 1984) e acompanham os contornos da linha de costa. Ao norte do cabo de São Tomé as isóbatas são modeladas pelo complexo deltaico do rio Paraíba do Sul. Considerando a isóbata de 100 metros, as maiores larguras da plataforma alcançam aproximadamente 120 Km e ocorrem ao longo de quase toda a plataforma. Em contraste, ao longo de Cabo Frio a isóbata de 100m apresenta-se a menos de 7 km da costa.

A plataforma continental encontra-se recoberta por uma sedimentação terrígena e exibem feições deposicionais do tipo bancos e ondas de areias (sand waves), além de escarpas arenosas, estas últimas estão localizadas entre 30/60m e 90/100m de profundidades e forem interpretadas por Kowsman & Costa (1979) e Alves *et al.* (1980) como sendo paleolinhas de costa, construídas no período de estabilização do nível do mar durante o Holoceno.

Entre a foz do rio Itabapoana e o cabo de São Tomé, conforme interpretações de perfis sísmicos de 3,5 kHz realizados, tanto por Kowsmann e Costa, (1979), como por Brehme (1984), forma identificados uma série de paleocanais. Esses canais são estreitos, possuem aproximadamente 200m de largura e as profundidades relativas às suas bordas variam de 10 a 20m (Brehme, 1984). Nessa região também é notada a presença de cânions que se estendem desde a quebra da plataforma até a base do talude continental. Esses cânions forma esculpidos pelo rio Paraíba do Sul durante os períodos de exposição subaérea da plataforma, com o nível de mar mais baixo, associado às diversas fases de migração de sua foz ao longo do cabo de São Tomé, no sentido sul-norte.

#### d. Talude Continental

O talude continental da margem sudeste brasileira possui gradiente médio entre 1° 50' e 3°. Estende-se até a profundidade de 2900 m e, a partir daí, dá lugar ao Platô de São Paulo. 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 (Alves *et al.*, 1980).

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. Ao sul da foz do mesmo rio, o talude apresenta-se largo e pouco inclinado, com espessa acumulação sedimentar bem estratificada.

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. Na Figura 5.1.2.n, apresentada anteriormente, pode-se observar que se trata exatamente da área onde serão desenvolvidas as atividades de produção e escoamento de óleo e gás no Campo de Barracuda.

#### 5.1.2.4 Caracterização Fisiográfica Local

Conforme mencionado anteriormente, o campo de Barracuda situa-se em uma região da bacia onde o talude continental intermediário apresenta um relevo plano e contínuo, sem a presença de cânions ou ravinamentos, não sendo notadas, ainda, outras feições fisiográficas relevantes.

No mapa batimétrico da região onde será instalada o FPSO P-43 (Figura 5.1.2.o), observa-se um marcante paralelismo e uma notória regularidade no espaçamento das curvas isobatimétricas, o que reflete um relevo plano, com declividade média inferior a 2 grau para SE.

Figura 5.1.2.o. Mapa batimétrico esquemático na área do Campo de Barracuda.

#### 5.1.2.5 Faciologia dos sedimentos de fundo

Em seus estudos sobre as características da margem continental brasileira na Bacia de Campos, Viana *et al.* (1998) descreveram os sedimentos do assoalho marinho separando as diversas regiões fisiográficas, possibilitando a representação das principais províncias faciológicas na Figura 5.2.1.p.

Na região da plataforma continental foram descritas areias siliciclásticas e bioclásticas que ocupam as porções interna e média da plataforma. Acumulações de lamas derivadas de descargas do rio Paraíba do Sul são encontradas como pequenas “manchas” espalhadas pela plataforma interna, ou ainda como grandes acumulações nas regiões de Búzios e Cabo Frio, onde a energia das correntes é próxima de zero (Viana, 1998). Na plataforma externa, identificaram-se sedimentos da fração areia, siliciclástica e secundariamente carbonática (derivada de algas verdes e vermelhas) com até 20 m de espessura, com um baixo a moderado teor de minerais pesados. Essas areias recobrem ciclicamente seqüências de carbonatos, de 10 a 20 m de espessura, caracteristicamente depositados em condições muito rasas, com feições típicas de “shallowing upwards”, formando típicos bancos carbonáticos de borda de plataforma (Viana, 1998).

Na região do talude, esses autores descreveram sedimentos constituídos por areias finas a grossas, sendo mais finas na porção sul da Bacia, e mais limpas e mais grossas ao norte do Cânion São Tomé. Ao sul deste mesmo cânion, ocorrem camadas decimétricas de areias finas, limpas, associadas a desembocaduras de ravinamentos incipientes. Camadas de areias mais lamosas espalham-se por uma área maior, formando acumulações tabulares de lentes superimpostas, que podem alcançar até 10 m de espessura.

Na porção do talude médio, entre 550 e 1200 m, foi caracterizada uma camada de areias finas, laminada, litificada e ferruginosa que, juntamente com construções de corais de águas profundas, capeiam um pacote de lama siltosa e/ou arenosa, laminada, de dezenas de metros de espessura, que localmente encontra-se desestruturada por processos de fluxos de massa (Caddah *et al.*, 1994, *apud* Viana *et al.*, 1998). Esta superfície ferruginosa litificada tem espessura em torno de 10 cm, constituindo-se de areias finas, siltosa, siliciclástica ou bioclástica. Datações radiométricas calcularam idades holocênicas para esta superfície litificada, na região do talude médio.

Na região do Campo de Barracuda, através dos levantamentos geotécnicos da PETROBRÁS realizados pela campanha do navio de perfuração NS-11 (Amaral e Costa, 1998) e Bucentaur (Costa *et al.*, 1992), os furos realizados nas proximidades onde será instalada a FPSO P-43 (Figura 5.1.2.q), indicam que a região avaliada é constituída de material argiloso-siltoso com pouca areia.

Figura 5.1.2.p. Mapa faciológico esquemático da Bacia de Campos.



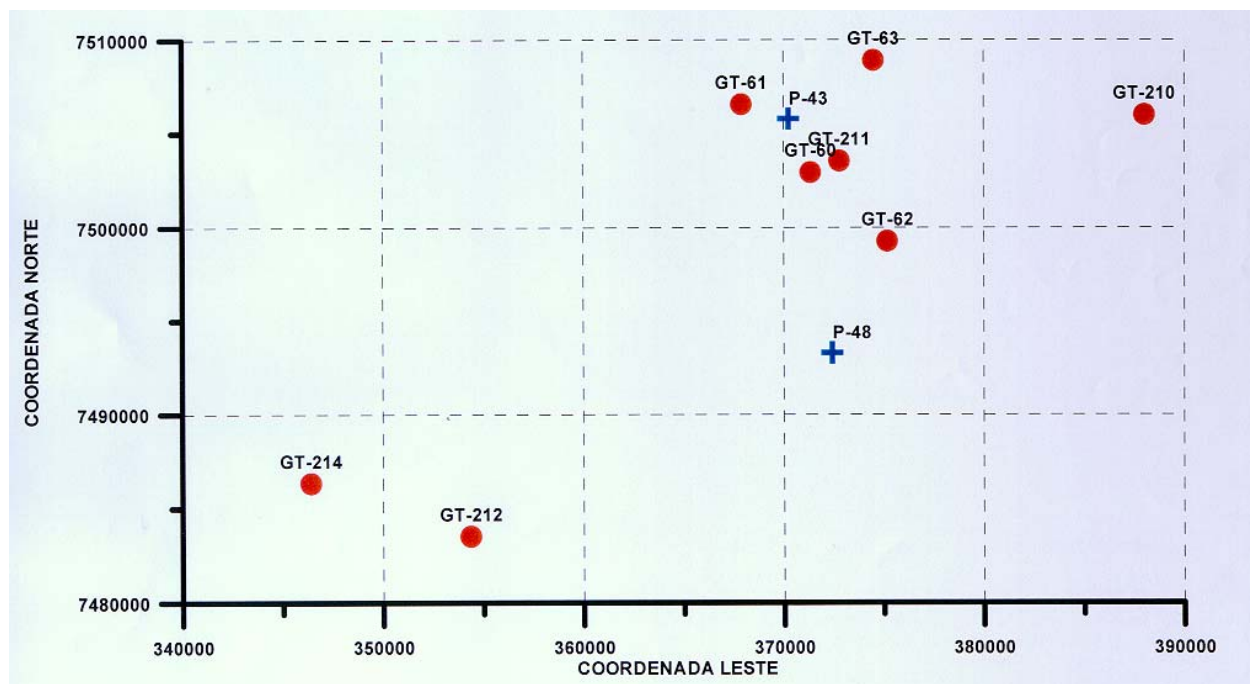


Figura 5.1.2.q. Localização dos furos de amostragens ao redor do FPSO P-43

#### 5.1.2.5 Aspectos geotécnicos e de movimentos de massa na região do Talude

Segundo Stow, 1989 (*apud* Esteves, 1996), movimentos de massa caracterizam processos de ressedimentação que envolvem o deslocamento de sedimentos de águas rasas para águas mais profundas, sendo originados por forças gravitacionais. Sob essa denominação estariam tanto as correntes de turbidez quanto os fluxos de detritos e até mesmo grandes desmoronamentos submarinos.

Esteves (1996) descreve os deslizamentos e fluxos de massa como processos contínuos, numa escala de tempo geológico, enfatizando ainda que a inicialização da instabilidade dos sedimentos pode estar ligada a diversos fatores sin e pós-deposicionais.

- **Processos sedimentares antigos e recentes**

Segundo Wright (1991) e Carminatti e Scarton (1991 *apud* Viana, 1998), os grandes processos hidrodinâmicos do Atlântico Sul não sofreram modificações significativas desde o período Oligoceno/Mioceno. Com isso, os processos sedimentares observados no Quaternário podem, genericamente, ser extrapolados para períodos pretéritos, assumindo-se sua atuação para todo o Cenozóico.

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

de sedimentos para o talude superior ocorre preferencialmente através de fluxos de gravidade de baixa densidade, com os materiais sendo carregados em suspensão.

Os dados geológicos e oceanográficos sugerem uma contínua e significativa transferência de sedimentos da plataforma para o talude nos dias atuais. Sugerem também que diferentes correntes termohalinas (massas d'água) exerceram grande influência nos processos sedimentares atuantes no ambiente do talude continental durante o Quaternário Superior.

Os diversos processos hidrodinâmicos que transferem sedimentos da plataforma para o talude proporcionaram a formação de depósitos de diferentes morfologias, tais como corpos de forma lobada, associados à desembocadura de ravinas que cortam a região da quebra da plataforma, e acumulações planas, na forma de lençóis espalhados ao longo das escarpas da base da quebra da plataforma.

Segundo Esteves (1996), a inicialização dos movimentos de massa pode ser deflagrada por instabilidades ligadas a diferentes fatores, tais como alta taxa de sedimentação, acúmulo de gás nos poros dos sedimentos, gradiente excessivo, bioturbação, diápiros de sal ou de lama etc.

Na área do Campo de Barracuda, o mapa batimétrico reflete uma regularidade planar do assoalho oceânico tal que não se pode inferir a presença de qualquer dos fatores acima mencionados, na área de execução do empreendimento.

Este cenário foi confirmado pelos estudos realizados pela PETROBRÁS que visaram atestar as condições de estabilidade geológica e geotécnica da região em estudo, onde a faciologia dos sedimentos de fundo se caracteriza constituir-se de material argilos-siltoso com pouca areia. Nesta região, em profundidade variável, ocorre a presença de camada pré-adensada, proveniente de um movimento de massa pretérito que expôs camadas mais antigas e consolidadas que foram posteriormente recobertas por sedimentos recentes. A presença de camada holocênica recobrindo todo o talude nesta região, indica que não ocorrem movimentos sedimentares do tipo escorregamento nos últimos 12.000 anos estando o talude inativo durante todo este período. A camada holocênica não pode ser utilizada como evidência de movimentação lenta ou por fluência, denominada na prática por rastejamento. Entretanto, conforme Costa *et al* (1994), esses movimentos encontram-se congelados no momento geológico atual para o talude médio da Bacia de Campos com declividades inferiores a 5 graus.