



II.5.1.4 Geologia e Geomorfologia

II.5.1.4.1 Introdução

Nesta seção são descritas as características geológicas e geomorfológicas da Bacia de Campos e do Bloco BC-10, atendendo às exigências do Escritório de Licenciamento de Petróleo e Nuclear do Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e Recursos Renováveis (ELPN/IBAMA).

O referido bloco encontra-se localizado na porção norte da Bacia de Campos, na região quase limítrofe com o sul da Bacia do Espírito Santo. Serão apresentadas as características da área compreendida entre Vitória, no Estado do Espírito Santo e cabo de São Tomé, no Estado do Rio de Janeiro.

II.5.1.4.2 Arcabouço Estrutural

Características Regionais

A Bacia de Campos está situada entre as coordenadas 21° 30' S e 23° 45' S e 038° 45' W e 042° 00' W. A bacia é limitada ao norte pelo o alto de Vitória, ao sul pelo alto de Cabo Frio e a oeste pelos terrenos quaternários e terciários, se estendendo pelas porções marinha e continental (**Figura II.5.1.4-1**).

A porção marinha da bacia, até 3.400 m de profundidade, possui uma área aproximada de 100.000 km², tendo sua porção continental aproximadamente 500 km² (SCHALLER, 1973; MARROQUIM e LUCCHESI, 1984; CARMINATTI, 1987; DIAS et al., 1990; RANGEL et al., 1994 e RANGEL et al., 1996, ANP, 2005).

A origem da Bacia de Campos é semelhante as demais bacias sedimentares da margem continental leste brasileira, cuja evolução foi controlada pelos eventos da tectônica de placas, associada a um rifteamento tardio e uma posterior deriva continental entre a América do Sul e a África, que são traduzidos como três estágios principais: pré-rifte, rifte e pós-rifte (proto-oceânico e marinho), que controlaram o preenchimento e a estratigrafia das bacias sedimentares (ASMUS, 1982; FAINSTEIN, 2004).

A evolução estrutural da Bacia de Campos encontra-se relacionada aos estágios rifte, proto-oceânico e marinho (RANGEL et al., 1996), os quais se associam, respectivamente, à tectônica diastrófica (tectônica crustal), à tectônica adiastrófica e ao processo de sedimentação (**Quadro II.5.1.4-1** e **Figura II.5.1.4-1**).

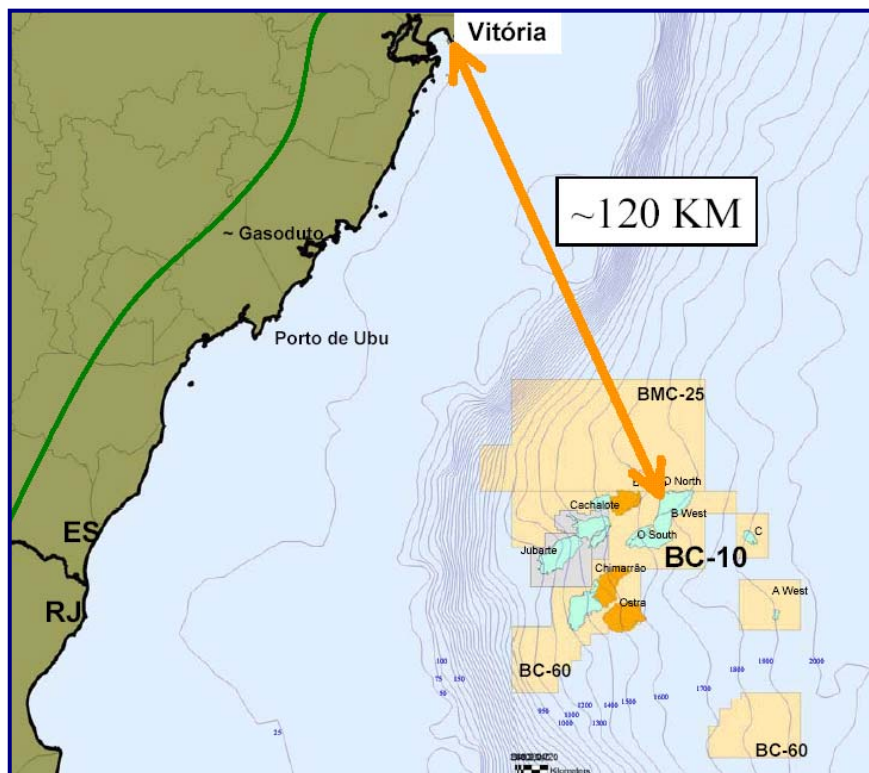


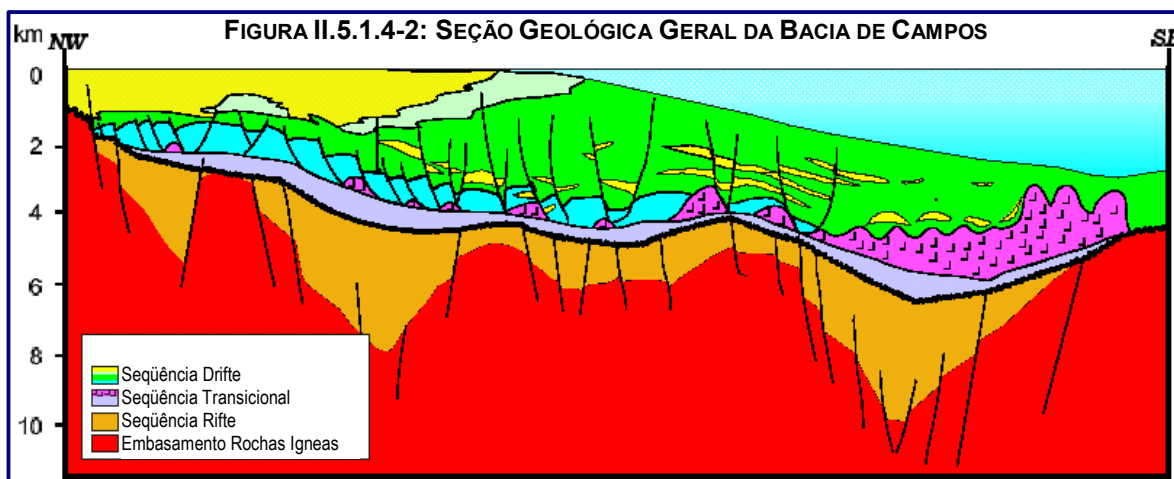
FIGURA II.5.1.4-1: LOCALIZAÇÃO DA BACIA DE CAMPOS E DO BLOCO BC-10
FONTE: SHELL (2005)

A tectônica crustal da fase rifte (Cretáceo Inferior) associada às modificações ocorridas no substrato por reativação tectônica (Cretáceo Superior) foram responsáveis pelo estabelecimento das falhas e, posteriormente, pela estruturação da tectônica adiastrófica - importante na orientação das áreas preferenciais de captação de turbiditos (Albiano ao Recente) e no controle da migração e acumulação de grande volume de hidrocarbonetos (CARMINATTI, 1987).

QUADRO II.5.1.4-1: EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA MARGEM CONTINENTAL LESTE BRASILEIRA

ESTÁGIO EVOLUTIVO	FASE DE SEDIMENTAÇÃO	SEQÜÊNCIA SEDIMENTAR	AMBIENTE DEPOSICIONAL
Oceânico	Drifte	Mar	Marinho regressivo/transgressivo
			Plataforma rasa
Proto-oceânico	Transicional	Golfo	Marinho restrito
			Lagunar
Rifte	Rifte	Lagos	Deltaico-lacustre
Pré-Rifte	-	Continente	Flúvio-lacustre-eólico

FONTE: MODIFICADO DE PONTE ET AL (1979) IN ASMUS, H.E. (1984); FAINSTEIN (2004)



FONTE: <http://www.anp.gov.br> (acessado em 20/10/05)
MODIFICADO DE RANGEL ET AL, 1998

Esses eventos contribuíram para instalação de sistemas de vales em rifte ou afundimento (*rift-valleys*), com estruturas orientadas, preferencialmente, na direção NE-SW, com tendência N-S ao longo da margem continental leste.

O sistema de vales em rifte é formado por feições do tipo horst, gráben e meio-gráben, que são limitadas por falhas sintéticas e antitéticas, com rejeitos que variam até a centenas de metros (CARMINATTI e DIAS in CARMINATTI, 1987).

São também verificadas na margem continental, feições estruturais importantes, como as linhas de charneiras e as estruturas transversais (ASMUS, 1982) (**Mapa II.5.1.4-1 - Estrutural**).

A Bacia de Campos, na sua porção central, apresenta um sistema de falhas com direção E–W, o qual a separa em duas regiões tectônicas semelhantes. CARMINATTI (op. cit.), sugere que esse sistema de falhas surgiu quando da fase de rifteamento da crosta continental (Cretáceo Inferior), devido a movimentos diferenciados entre as partes norte e sul da Bacia, fato que aponta para um conjunto de falhas de transferência, cujos deslocamentos preferenciais ocorreram na mesma direção dos esforços distensionais (E–W) (**Mapa II.5.1.4-1 - Estrutural**).

Segundo MEISLING et al. (2001), as falhas oblíquas com essa direção estão associadas às Zonas de Transferência (ZTs), as quais compartimentam a bacia. Essas ZTs apresentariam altos intra-riftes, estruturalmente complexos, que atuariam na concentração e migração de hidrocarbonetos na Bacia de Campos.

Outra consequência do tectonismo da fase rifte foi à estruturação de blocos altos e baixos na bacia, responsáveis na orientação dos processos sedimentares e geoquímicos que possibilitaram as acumulações de hidrocarbonetos na sua parte



nordeste. As condições estruturais do arcabouço dessa fase também foram importantes na definição das espessuras dos evaporitos, os quais foram repassados, por meio da tectônica adiastrófica (halocinese), às camadas sedimentares sobrepostas, posteriormente, ao embasamento (CARMINATTI, op. cit.).

Na fase drifte, a evolução estrutural da bacia se relaciona à tectônica adiastrófica, que associada à ocorrência de reativações tectônicas no embasamento, através de distensões tardias, é responsável pelo início do processo halocinético, principalmente, na sua parte nordeste. Ao longo do Albiano, ocorre uma quietude tectônica, fazendo com que as formas das estruturas rifte, halocinéticas (incipientes) e as almofadas salinas controlassem a organização faciológica e a estruturação da sedimentação ao longo desse período. No Cretáceo Superior, a desestabilização desse sistema evaporítico foi a responsável pelo desencadeamento do processo halocinético, que gerou e imprimiu uma nova situação estrutural na Bacia (DIAS et al., 1987) (**Figura II.5.1.4-3**).

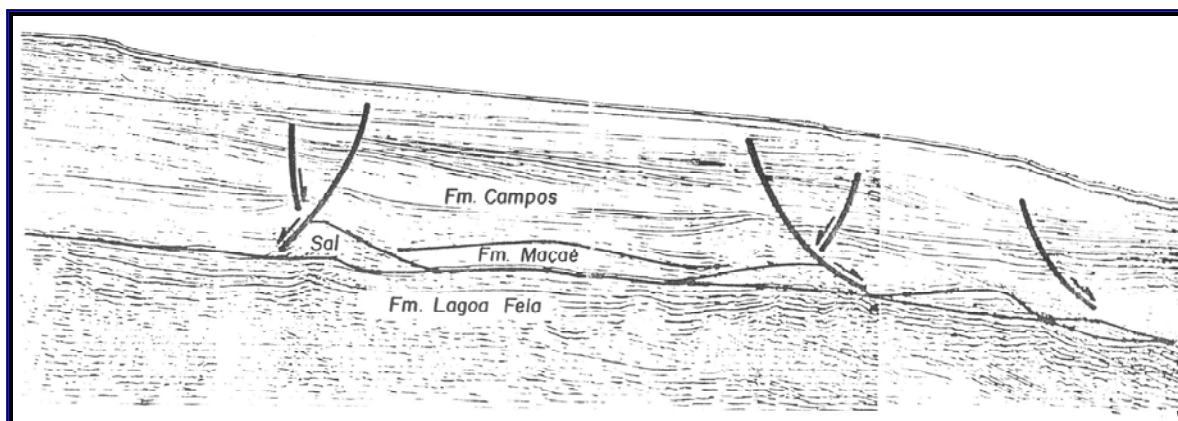


FIGURA II.5.1.4-3: SÍSMICA NA ÁREA NORDESTE DA BACIA DE CAMPOS EVIDENCIANDO A PRESENÇA DE FEIÇÕES SALÍFERAS E INFLUÊNCIA SOBRE A SEDIMENTAÇÃO PÓS-SAL.
FONTE: FIGUEIREDO E MOHRIAK (1984)

Na Bacia de Campos, as estruturas salíferas ocorrem associadas as *fairways* de camadas de sal profundas que atravessam a Bacia (FAINSTEIN, 2004). Dentre estas estruturas estão as diapíros, domos, almofadas e cascos de tartaruga (**Figura II.5.1.4-4**).

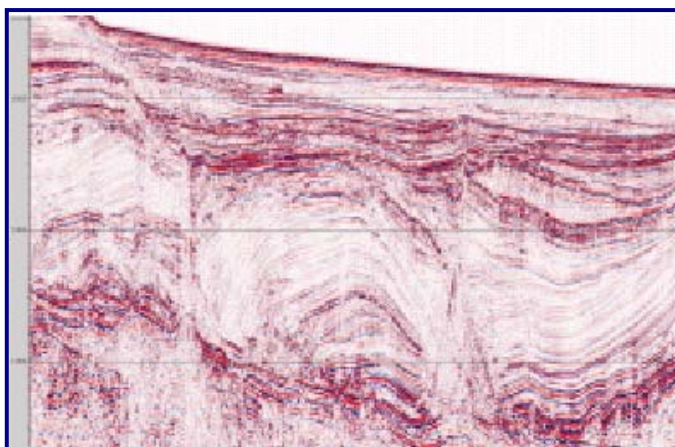


FIGURA II.5.1.4-4: SEÇÃO SÍSMICA EM ÁGUAS PROFUNDAS NA BACIA DE CAMPOS MOSTRANDO FEIÇÃO SALÍFERA DO TIPO TARTARUGA GIGANTE. ESTA ESTRUTURA NÍVEIS ESTRATIGRÁFICOS QUE PODEM CONTER HIDROCARBONETOS. FONTE: FAINSTEIN (2004)

A ocorrência de atividade vulcânica na área da Bacia de Campos aponta para, pelo menos, três momentos de eventos magmáticos (**Figura II.5.1.4-5**).

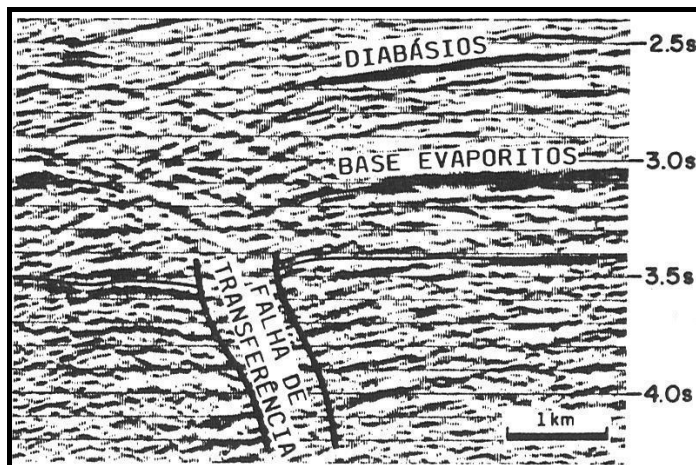


FIGURA II.5.1.4-5: SEÇÃO SÍSMICA NO CAMPO DE MARLIM MOSTRANDO FEIÇÃO MAGMÁTICA RELACIONADA AO EVENTO MAGMÁTICO DE 83 ± 2 MA. E SUA ASSOCIAÇÃO COM FALHA DE TRANSFERÊNCIA DA FASE RIFTE.

FONTE: CARMINATTI (1987)

O primeiro ocorreu durante a fase rifte, entre 130 e 125 M.a, através de extrusão e recobrimento do assoalho da bacia por rochas basálticas (Formação Cabiúnas) (RANGEL e BARROS, 1993).

O segundo momento, com idade entre o Coniaciano/Santoniano (82 ± 3 Ma.), ocorreu juntamente com os primeiros falhamentos associados à atividade halocinética. As rochas ígneas (diabásios) surgiram na parte leste do conjunto de falhas de transferência, no nível do embasamento, devido à distensão do embasamento no Cretáceo Superior (CARMINATTI, 1987).

Um terceiro momento foi associado à esforços distensionais, com idade entre 60 e 50 M.a, que ocorreu através de intrusões vulcânicas alcalinas na área emersa próxima à Bacia, sendo exemplos o morro de São João, Cabo Frio e Arraial do Cabo (MACEDO et al., 1991; MOHRIAK et al., 1996).

Uma fase de sedimentação, durante o Eoceno Inferior (53 ± 2 Ma.), deu-se juntamente com esses esforços distensionais e um evento magmático de intenso vulcanismo na região de Cabo Frio. Entre o Eoceno/Oligoceno, tais esforços tectônicos foram responsáveis pela instalação de um sistema de falhas normais, de direção NE–SW, na área do Cabo de São Tomé.

Pontos de ocorrência magmática são verificados na bacia, principalmente entre a localidade de Atafona (São João da Barra-RJ) e o Cabo de São Tomé (Campos dos Goytacazes-RJ).

RANGEL et al. (1994) destacaram que as características gnáissicas do embasamento pré-cambriano são comparáveis as das áreas aflorantes no Estado do Rio de Janeiro, ou seja, do embasamento da área emersa adjacente.



A atuação dos esforços extensionais na direção E–SE e, posteriormente, NE, parece indicar que o sentido preferencial de crescimento da bacia até o Oligoceno deu-se em ambas direções (CARMINATTI, 1987). Posteriormente, entre o Terciário e o Recente, a área se caracterizou por intensa halocinese, com a ocorrência de movimentos verticais e horizontais de blocos. Na Bacia de Campos, em geral, são registrados sistemas de falhas de crescimento, blocos rochosos desprendidos e falhas lístricas (CARMINATTI, op. cit.).

Na área submersa, os eventos magmáticos, também associados a esses esforços extensionais, originaram rochas piroclásticas (CARMINATTI, op. cit.; MACEDO et al., 1991).

A relação entre o arcabouço estrutural da porção submersa e o embasamento pré-cambriano adjacente da porção emersa, na Bacia de Campos, mostra um paralelismo entre as direções estruturais de ambas as áreas, onde as falhas e os lineamentos seguem orientação preferencial NE–SW, e por vezes N–S (**Mapa II.5.1.4-1 - Estrutural**).

Ao sul da bacia, essas estruturas se prolongam em direção à plataforma continental, sendo que, no baixo curso do rio Paraíba do Sul, elas são mascaradas pelos sedimentos dos conjuntos de cordões litorâneos da baixada. Infere-se que, possivelmente, o mesmo possa ocorrer nas planícies costeiras dos rios Itabapoana, Macaé e São João (**Mapa II.5.1.4-1 - Estrutural**).

Ressalta-se que os eventos tectônicos, ocorridos em ambas as áreas, não são sincrônicos, fato que sugere que a evolução da bacia foi bastante controlada pelas reativações de antigas direções estruturais pré-mesozóicas (DIAS et al., 1987).

Um aspecto importante do arcabouço estrutural relaciona-se às evidências neotectônicas na área. Diversos estudos têm apontado para a existência de falhas em sedimentos recentes no nordeste do Estado do Rio de Janeiro e no sul do Estado do Espírito Santo, além de abalos sísmicos nas porções emersa e submersa da Bacia de Campos (SADOWSKI et al., 1978; MIOTO e HASUI, 1982; BASSINI et al., 1984; FERRARI et al., 1991; MACEDO et al., 1991; MOHRIAK et al., 1996; SILVA e FERRARI, 1999; SOBREIRA, 1999).

SADOWSKI et al. (1978) indicaram registros entre V-VI (escala de Mercalli modificada) na área emersa da Bacia de Campos, enquanto SOBREIRA (1999) indicou a ocorrência de um epicentro de terremoto ao largo de Itapemirim (**Mapa II.5.1.4-1 e Figura II.5.1.4-6**).

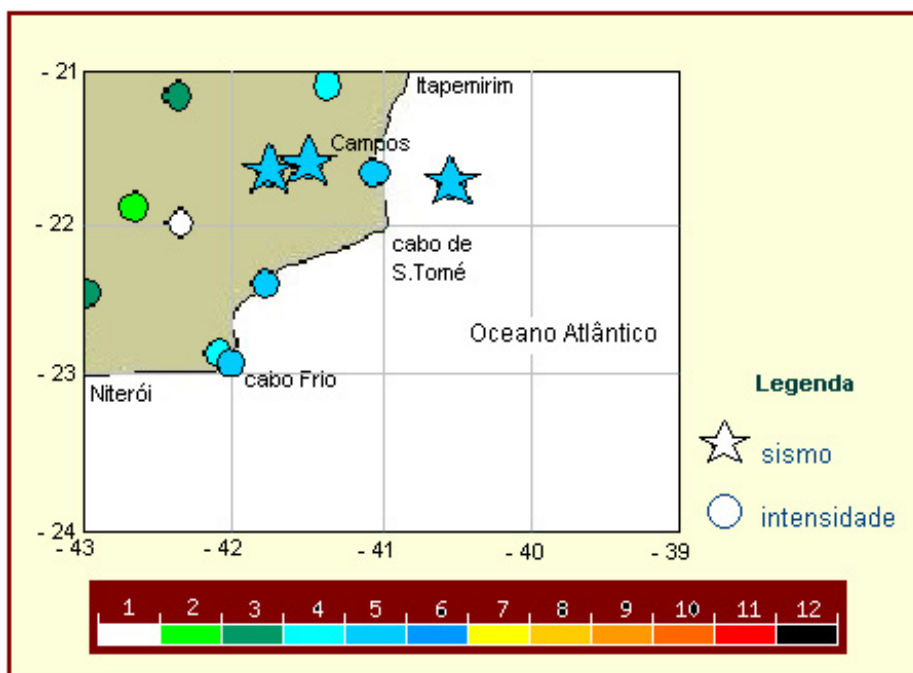


FIGURA II.5.1.4-6: ÁREA DA BACIA DE CAMPOS. OS SÍMBOLOS NO MAPA INDICAM A LOCALIZAÇÃO E INTENSIDADES DE SISMOS ENTRE 01/01/1500 E 31/10/2005 OCORRIDOS NA BACIA DE CAMPOS E NORTE DA BACIA DE SANTOS. A INTENSIDADE DOS SISMOS PLOTADOS VARIA ENTRE 1 E 12 NA ESCALA MERCALLI MODIFICADA.
FONTE: ADAPTADO DE CERESIS ([HTTP://WWW.CERESIS.ORG](http://www.ceresis.org)). ACESSADO EM 31/10/2005.

A litologia do arcabouço na área submersa é composta por gnaisses e migmatitos associados à fácies anfibolito e granulito. Segundo DIAS et al. (1987), perfurações de poços da Petróleo Brasileiro S.A. (PETROBRAS) revelaram a presença de rochas granada-biotita-gnaisses. Sobre o embasamento, está presente uma camada basáltica (130 a 120 M.a) que atinge cerca de 600 m de espessura.

A área emersa da Bacia de Campos apresenta tipos litológicos de idades que variam do Arqueano ao Quaternário. O Arqueano é representado por rochas gnáissicas e graníticas do Complexo Paraíba do Sul, tais como sillimanita-granada-gnaisses, enderbíticas a charnockíticas, gnaisses granitóides de composição granítica a tonalíticas e sillimanita-granada-gnaisses granitóides. As rochas do Proterozóico Superior são representadas por duas suítes intrusivas, sendo constituídas por granito sintectônico com presença de migmatitos. Uma outra suíte é constituída por charnockitos e enderbitos, com algumas situações cataclásticas, grossas e porfiróides (PROJETO RADAMBRASIL, 1983; CPRM, 2000). O Fanerozóico na parte emersa é caracterizado pela ocorrência da unidade de idade terciária do Grupo Barreiras, o qual é constituído por arenitos e sedimentos areno-argilosos laterizados.

Características Locais

Na área do Bloco BC-10, o poço de descoberta 1-SHELL-11-ESS penetrou o maior bloco de falha, onde se encontra a seção reservatório mais espessa, sendo observada a existência de contato óleo-água (OWC) a 2.968 m. O poço de



avaliação 3-SHELL-13-ESS foi perfurado a 1.256 m de distância do poço 1-SHELL-11-ESS, ao longo da linha de crista e fossa.

A trapa maastrichtiana no Reservatório C é falhada, apresentando um mergulho acentuado, de anticlino salino, com sistema de falha de extensão de crista e fossa com falhas secundárias adicionais, cobre uma área de cerca de 5 km². A estrutura resultante possui mergulho acentuado com variação entre 8° e 24°, contendo 13 blocos de falhas separados.

A acumulação Chimarrão se estende pelos Blocos BC-10 e BC-60, estando localizada na porção norte da Bacia de Campos, a norte-nordeste dos grandes campos de águas profundas. Os poços 1-SHEL-1-ESS, 1-SHEL-7-ESS e 1-SHEL-9-ESS estão localizados em depressões em estratos de rochas (*down thrown*) num teto (*hanging-wall*), no flanco NW de uma grande estrutura em anticlinal de compensação (*rollover*) no topo do Cretáceo. Esta estrutura em anticlinal de compensação continua para SE, variando em direção, e revela-se nos poços Chimarrão ESS-125 e ESS-115 no Bloco BC-60. A estruturação está relacionada à intrusão de sal e ao sistema de falhas de crescimento localizados a oeste do prospecto. A localização do prospecto do poço 1-SHEL-18-ESS esta situada no muro (*footwall*) de uma zona de falhas em uma área mais ao centro do Bloco BC-10.

II.5.1.4.3 Estratigrafia

Características Regionais

A descrição estratigráfica da área submersa da bacia tem por base os estudos de SCHALLER (1973) e RANGEL et al. (1994) enquanto a área emersa, os estudos de HASUI e OLIVEIRA (1984).

O arcabouço estratigráfico da Bacia de Campos é composto por rochas do embasamento cristalino, ígneas e sedimentares. As seqüências da fase rifte da Bacia inclui os basaltos da Formação Cabiúnas e a porção inferior da Formação Lagoa Feia, que constituída por conglomerados, coquinas e pelitos fluvio-lacustres. As seqüências de margem passiva, proto-oceânica e marinha, abrangem a Formação Macaé (Albiano) e o Grupo Campos (Turoniano-Coniaciano).

a) Área Submersa:

A Formação Cabiúnas tem idade eocretácea (134 ± 4 M.a. e 122 ± 5 M.a.) e é representada por derrames basálticos que cobrem o embasamento cristalino e formam o assoalho sotaposto a todo o preenchimento sedimentar da Bacia de Campos. Essa formação é constituída por basalto, com presença de amígdalas, que é organizado em derrames e níveis de piroclásticos interestratificados com conglomerados polimítico (MIZUSAKI et al., 1989 apud RANGEL et al., 1994) (**Figuras II.5.1.4-7 e II.5.1.4-8**)

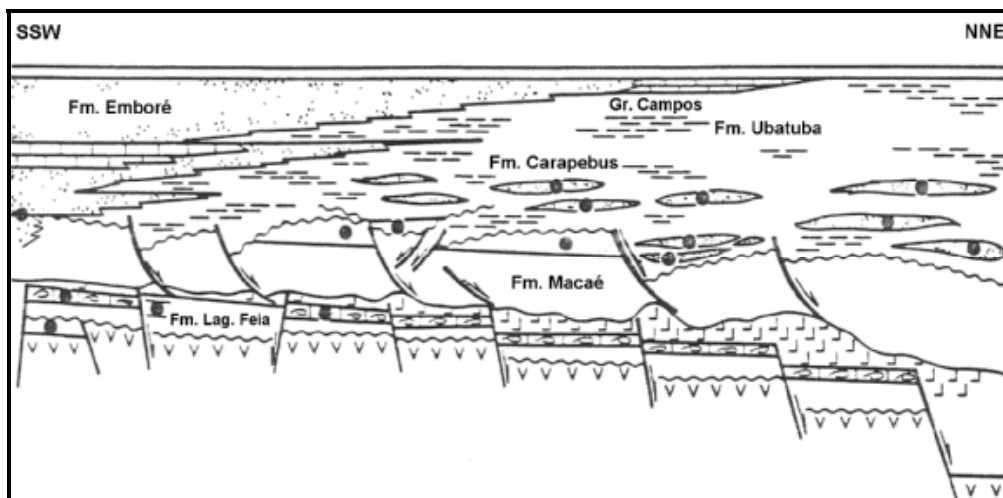


FIGURA II.5.1.4-7: SEÇÃO GEOLÓGICA ESQUEMÁTICA DA BACIA DE CAMPOS, APONTANDO AS ACUMULAÇÕES DE PETRÓLEO (CÍRCULOS ESCUROS)
FONTE: MODIFICADO DE MARROQUIM ET. AL. (1984)

A Formação Lagoa Feia apresenta idade barremiana/aptiana. É constituída por rochas de diversas origens, contendo conglomerados polimíticos, arenito grosso conglomerático, arenito muito fino, folhelho e siltito. Nessa unidade destacam-se dois tipos de rochas, o que permite subdividi-la em dois membros: o Membro Coqueiros e o Membro Retiro. O primeiro é constituído por coquinas e pelecípodes, cujas camadas variam entre 15 e 50 m de espessura. O segundo é representado por uma suíte evaporítica, constituída predominantemente por camadas de halita hialina e anidrita. Essas camadas são geralmente, remobilizadas, dando origem a grandes domos salinos, os quais atuam na perfuração dos pacotes sedimentares subjacentes. Os ambientes deposicionais preconizados para essa formação são: leques aluviais, sistemas fluviais lacustres e planície de sabkhas (**Figura II.5.1.4**).





A Formação Macaé possui idade albiana e cenomaniana. É caracterizada pela presença de calcirruditos, calcarenitos e calcilutitos. A sedimentação dessa Formação representa o início da incursão marinha ocorrida na Bacia de Campos. A Formação Macaé se subdivide em três Membros, que são litologicamente muito distintos: os Membros Quissamã, Outeiro e Goitacás (**Figura II.5.1.4-8**).

O Membro Quissamã se caracteriza pela presença de espessos leitos de calcarenito e calcirrudito oolítico e detrital, podendo aparecer dolomitizado. O Membro Outeiro é constituído por calcilutito, marga e folhelho, com camadas esporádicas de arenitos turbidíticos. O Membro Goitacás compõe-se de conglomerado polimítico, arenito mal-selecionado e calcilutito. Os ambientes deposicionais para a Formação Macaé são: leques aluviais, plataforma carbonática, talude e correntes de turbidez (**Figura II.5.1.4-8**).

O Grupo Campos, definido por SCHALLER (1973) como Formação, foi redefinido por RANGEL et al. (1994) como Grupo. A idade desse Grupo situa-se entre o Turoniano e o Maastrichtiano, sendo representado por clásticos-carbonáticos. O Grupo é subdividido nas Formações Ubatuba, Carapebus e Emborê.

A Formação Ubatuba (antigo Membro Ubatuba) é uma seção pelítica, depositada até o Holoceno, relacionada a paleoambiente de baixa energia. Esta unidade se constitui de folhelho, argila, marga, calcilutito e diamictito, possuindo uma espessura de milhares de metros de pelitos. Em seu interior, são observados arenitos turbidíticos, denominados, coletivamente, de Formação Carapebus. A Formação Ubatuba foi individualizada no Membro Tamoios, que se distingue das demais rochas por ser mais litificada. Os ambientes marinhos deposicionais do Grupo Campos são o abissal, o batial e o nerítico. (**Figura II.5.1.4-8**).

A Formação Carapebus tem uma idade turoniana a holocênica. É constituída por arenito fino a conglomerático, em camadas intercaladas com os pelitos da Formação Ubatuba. O processo de deposição estabelecido para essa unidade é o de correntes de turbidez em ambiente de talude continental.

A Formação Emborê, com idade provável entre o Maastrichtiano o Holoceno, é representada por arenitos e carbonatos impuros, sendo subdividida nos Membros: São Tomé, Siri e Grussaí. O primeiro é constituído por clásticos, o segundo por calcarenito bioclástico e o terceiro por calcarenito bioclástico e detrital (**Figura II.5.1.4-8**).

Na Bacia de Campos são observados alguns setores onde são definidas unidades estratigráficas, a partir do emprego de sísmica. RICI e BECKER (1991), por exemplo, estudaram a seção terciária da Bacia de Campos com emprego de análises sismoestratigráficas e definiram quatro grandes unidades, denominadas Unidade I, II, III e IV, cujas idades variam entre o Paleoceno e o Mioceno Superior (**Figuras II.5.1.4-9, II.5.1.4-10, II.5.1.4-11 e II.5.1.4-12**).

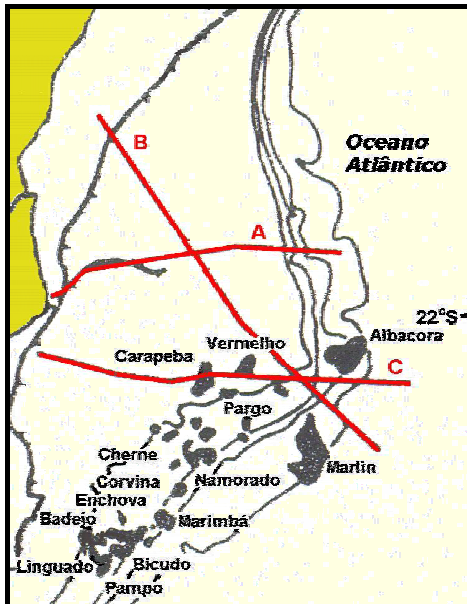


FIGURA II.5.1.4-9: MAPA DE LOCALIZAÇÃO DOS PERFIS SÍSMICOS, A, B E C, NA BACIA DE CAMPOS. AS MANCHAS ESCURAS REPRESENTAM OS CAMPOS DE ÓLEO E GÁS. FONTE: MODIFICADO DE RICI E BECKER (1991)

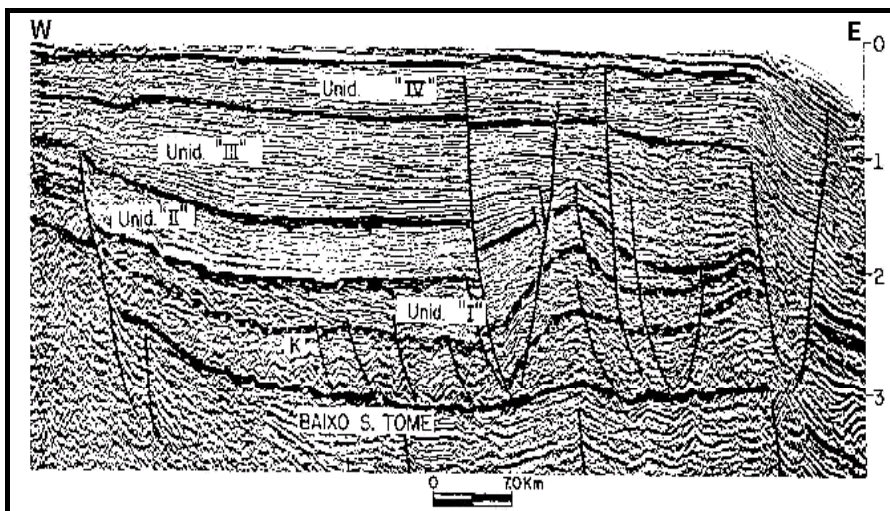
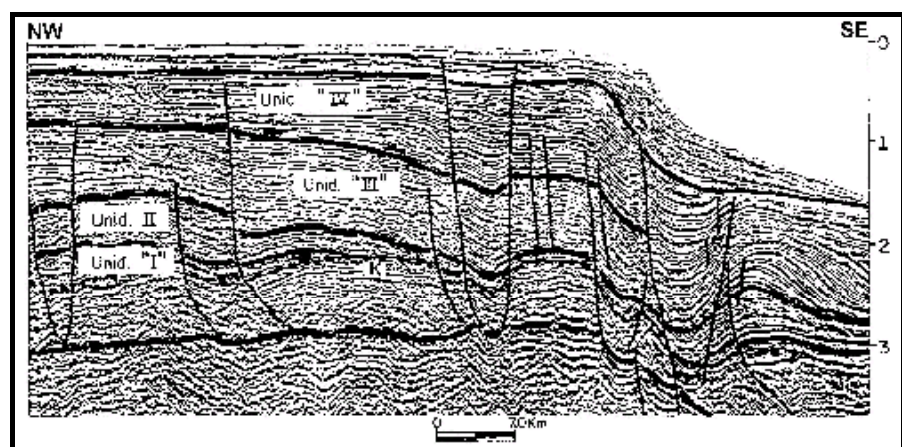


FIGURA II.5.1.4-10: SEÇÃO SÍSMICA "A" QUE ATRAVESSA AO BAIXO DE SÃO TOMÉ, APRESENTANDO AS QUATRO UNIDADES. FONTE: RICI E BECKER (1991)

FIGURA II.5.1.4-11: SEÇÃO SÍSMICA "B" ONDE PODE SER OBSERVADA A PROGRADAÇÃO DA UNIDADE I E TRUNCAMENTOS E CÂNIONS DA UNIDADE II.

FONTE: RICI E BECKER (1991)



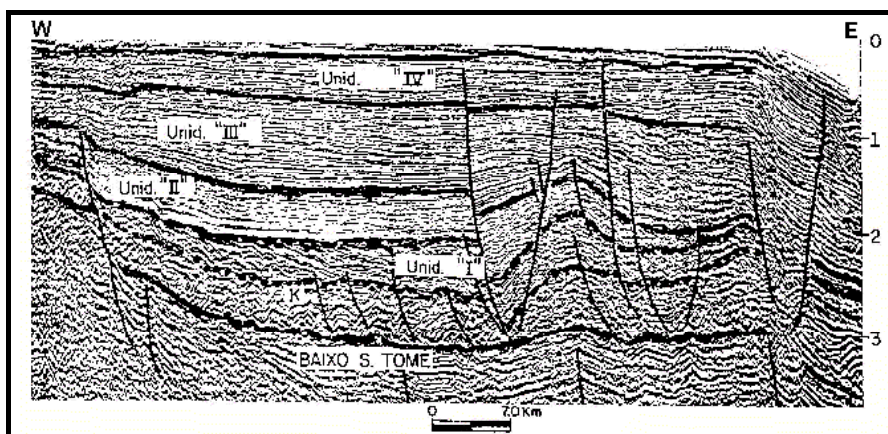


FIGURA II.5.1.4-12: SEÇÃO SÍSMICA "C", ONDE É OBSERVADA A PROGRADAÇÃO DAS QUEBRAS NA UNIDADE III, ENQUANTO A UNIDADE IV MOSTRA A EXISTÊNCIA DE PROGRADAÇÃO SIGMOIDAL E TRUNCAMENTOS.

FONTE: RICI E BECKER (1991)

A Unidade I, possui idade entre o Paleoceno e o Mesoeoceno, é basal e tem caráter progradacional. Litologicamente, esta Unidade apresenta, na porção proximal, depósitos costeiros; na porção intermediária, depósitos marinhos rasos/talude progradantes e, na porção distal, depósitos de sedimentos batiais argilosos com turbiditos intercalados.

A unidade II, com idade até o Eo-Oligoceno, tem características agradacionais, sem discordâncias internas, sendo que parte da unidade apresenta sedimentos progradantes, com padrão em clinoformas. Os paleoambientes dessa unidade seriam de progradação deltaica e talude. Destaca-se que as unidades I e II têm como seu principal depocentro o baixo de São Tomé.

A unidade III, com idade eo-miocena, se apresenta progradacional, sendo freqüente a presença de cânions em diversos níveis. Há a presença de turbiditos relacionados aos limites internos na unidade. São verificados, da porção proximal em direção a distal, sedimentos associados à plataforma, à progradação de quebra de plataforma, ao talude e à bacia, que são intercalados com turbiditos. Verifica-se, nessa unidade, em direção a bacia, a contribuição de sedimentos terrígenos continentais, o que sugere a presença de um sistema flúvio-deltaico.

A unidade IV, com idade neo-miocena, é agradacional na plataforma e progradacional sigmoidal além da plataforma. As espessuras mais significativas (2.000 m) estão na região de talude, deslocando seu depocentro do baixo de São Tomé para áreas além da quebra da plataforma. Os sedimentos finos encontrados associam-se à área de talude e são presentes os sistemas deltaicos progradacionais, associados a sedimentos pelíticos. Na parte central da bacia, são observados cânions, sendo o topo da unidade intensamente truncado e cortado por essas feições.



Na Bacia de Campos, os depósitos de turbiditos possuem grande importância. Nesse sentido, BRUHN (2001) aponta que, no Brasil, os reservatórios turbidíticos mais profícuos se encontram em suas águas profundas atuais (400-2.500 m), na seção Oligoceno Superior/Mioceno Inferior (32,9-23 M.a.). Esses turbiditos formam parte de uma sucessão regressiva do Eoceno Médio (Mesoeoceno) ao Recente que, geralmente, apresentam um padrão progradacional por toda a margem leste brasileira.

As primeiras descobertas de campos de óleos gigantes Oligoceno/Mioceno na Bacia de Campos datam da década de 1980. Inicialmente, estes depósitos eram considerados como leques turbiditos comuns e homogêneos. Entretanto, dados e informações recentes indicam que esses reservatórios são mais complexos e heterogêneos.

Os turbiditos da Bacia de Campos são, em geral, depositados em calhas (troughs) sobre o Platô de São Paulo. As calhas existentes são, em sua maioria, antigas, “famintas” (*starved*) e parte de um grande sistema de drenagem alveolar, que é responsável pelo transporte de areia para águas profundas. Essa rede de drenagem tem como tributário, inicialmente, a drenagem do rio Paraíba do Sul, que carrega os sedimentos para a sua planície flúvio-marinha. Na plataforma continental, a drenagem é constituída por vales que se dirigem às cabeceiras dos cânions submarinos no talude continental. No Platô de São Paulo, a drenagem continua com calhas largas (3 km). A partir deste ponto, a drenagem apresenta novamente um padrão convergente, plana, e os canais formam um sistema tributário (MACHADO et al., 2002).

Estudos recentes sobre os depósitos turbidíticos na Bacia de Campos, como o de MORAIS et al. (2004), apontam para a existência e importância dos lóbos em sistemas turbidíticos. São observadas feições do tipo lóbos de transbordamento (*spill lobes*) e lobos de rompimento (*crevasse lobes*).

Os lóbos de transbordamento apresentam, nas áreas proximais, depósitos de recobrimento de diques (*overbank deposits*), que se caracterizam pela presença de sedimentos finos, enquanto as áreas mais distais, apresentam sedimentos relativamente mais grossos (areias), formando lobos arenosos. Os lóbos de rompimento se encontram, principalmente, associados às áreas proximais, vinculados a canais com curvas agudas, ou seja, controlados por feições tectônicas.

MORAIS et al. (2003) mostram, através de análise granulométrica de alta resolução em arenitos de águas profundas da Bacia de Campos, que geralmente há uma gradação normal (*normal grading*) dos sedimentos, podendo raramente ocorrer gradação inversa (*inverse grading*). Arenitos com gradação normal dos sedimentos são observados em todos os subambientes, desde o talude em direção à bacia oceânica, estando presentes em canais de preenchimento, lóbos de rompimento e lobos de transbordamento.



Segundo MARTINS et al. (1995) in BULLOCH et al. (2004) os sistemas turbidíticos do Mioceno Superior, localizados nas porções mais externas da Bacia de Campos, apresentam um forte controle estratigráfico, uma geometria complexa e fácies com mudanças muito discretas.

b) Área Emersa:

A área emersa da bacia não apresenta uma coluna litoestratigráfica definida, apesar das diversas tentativas. Segundo AMADOR (1982b), há uma dificuldade em se estender a seqüência litoestratigráfica desta unidade para toda a sua região de abrangência.

Na Bacia de Campos, o Grupo Barreiras apresenta uma distribuição significativa ao longo de toda a faixa costeira, sendo mais efetiva a partir de Macaé, em direção ao norte do Estado do Rio de Janeiro. Embora não existam estudos mais recentes sobre a divisão do Grupo Barreiras na porção E–NE do Estado do Rio de Janeiro, foi adotada, para fins de descrição, a subdivisão definida para o Barreiras do Estado do Espírito Santo, tendo em vista que este Grupo se prolonga ao longo da Bacia do Espírito Santo, que é adjacente a Bacia de Campos, ao norte.

No Grupo Barreiras, no Estado do Espírito Santo, são definidas duas subunidades: a inferior e a superior. A primeira ocorre a partir da cidade de Vitória, em direção ao norte, tendo uma idade provável miopliocênica (Terciário Superior), estando recoberta por vários ciclos de sedimentação pleistocênica. A segunda, identificada no sul do estado apresenta somente a porção superior, possuindo idade pleistocênica (PROJETO RADAMBRASIL, 1983).

A constituição litológica do Grupo Barreiras varia, internamente, ao longo de sua extensão. A unidade Inferior apresenta sedimentos grossos, tais como areias e cascalhos arcoseanos, que aparecem associados a lentes de argila. A unidade Superior possui os sedimentos variáveis, com a presença de lentes argilosas ou camadas delgadas de materiais areno-siltoso ou silto-arenoso. Contudo, tal unidade é, geralmente, representada por conglomerados polimíticos, arcóseos de cores variadas, argilitos e folhelhos (PROJETO RADAMBRASIL, 1983).

Além do Barreiras, é observada uma unidade quaternária, constituída por sedimentos marinhos e aluviões, geralmente situada nas áreas das baixadas costeiras ou próximo ao litoral.

Características Locais

No Bloco BC-10, os reservatórios situam-se entre o Cretáceo Superior e o Eoceno, sendo que os alvos exploratórios estão nos intervalos Turoniano-Coniaciano e Maastrichtiano-Campaniano. Os reservatórios são interpretados como turbiditos de água profundas depositados durante a fase drifte (SHELL, 2005).



Esses reservatórios pós-sal são supridos pela migração do óleo através de falhas, a partir da rocha-fonte lacustre Lagoa Feia, contida na seqüência rifte e capeada por evaporitos aptianos-albianos. Ressalta-se que os campos no Bloco BC-10 são rasos e apresentam areias bastante consolidadas (SHELL, op. cit.).

Até o momento, foram perfurados na área do bloco onze poços, sendo oito poços de exploração e três de avaliação. Dentre os oito poços, cinco indicaram descobertas. Entre os poços de avaliação, dois foram perfurados no reservatório O e um no C. (SHELL, op. cit.) **(Quadro II.5.1.4-2)**

Os poços de avaliação do Complexo-O (O e BO) e de Chimarrão associam-se a sistema de falhas de borda de bacia ou a zona de charneira, que propicia a migração vertical de hidrocarbonetos a partir da rocha-fonte lacustre da Formação Lagoa Feia.

Os poços de avaliação nos reservatórios C e AO se encontram fora desse sistema e se associam a estruturas salinas perfurantes, as quais atravessam a Formação Lagoa Feia por meio das muralhas de sal e por "vias de migração defeituosas".

QUADRO II.5.1.4-2: LOCALIZAÇÃO DOS POÇOS DE EXPLORAÇÃO E DE AVALIAÇÃO

POÇO	COORDENADA DE SUPERFÍCIE X	COORDENADA DE SUPERFÍCIE Y	PROFUNDIDADE TOTAL (TVD, m SS)
1-SHEL-1-ESS	413.964,66	7.655.402,15	4.177,7
1-SHEL-2-ESS	436.497,27	7.637.997,76	4.781,5
1-SHEL-3-ESS	420.433,19	7.623.595,32	4.242,7
1-SHEL-6-ESS	438.041,58	7.642.119,92	5.156,1
1-SHEL-7-ESS	409.753,39	7.655.232,95	3.236,6
1-SHEL-9-ESS	414.370,00	7.660.355,99	3.141,4
1-SHEL-11-ESS	431.514,17	7.653.477,16	3.461,5
1-SHEL-12-ESS	448.16,998	7.648.878,01	4.411,2
3-SHEL-13-ESS	431.713,98	7.654.715,22	3.001,5
9-SHEL-15D-ESS	415.795,14	7.661.868,27	3.008,6
3-SHEL-16HP-ESS	416.590,86	7.661.093,20	2.803,6

FONTE: MODIFICADO DE SHELL (2005)

Os recursos de hidrocarbonetos no Bloco BC-10 consistem em petróleo com valores inferiores a 17° API. Os valores baixos de API devem-se a uma biodegradação associada à baixa profundidade de enterramento e as baixas temperaturas dos reservatórios.

O modelo geológico para a área do reservatório C, que tem cerca de 5 km², foi determinado a partir de dois poços.



O poço de descoberta 1-SHEL-11-ESS, perfurado em 2002, penetrou um bloco de falha a oeste. A penetração se deu por 156 m, em reservatório bruto, sendo encontrado um contato de óleo-água (OWC) a 2.968,1 m.

O poço de avaliação 3-SHEL-13-ESS, perfurado em 2003, penetrou o bloco de falha a nordeste. O poço penetrou 56 m de reservatório bruto, não encontrando o contato óleo-água. Entretanto, perfurou um intervalo de folhelho na base do reservatório.

O sistema de petróleo na porção norte da Bacia de Campos mostra que o reservatório C ocorre em águas profundas, fora da área do sistema de falha de borda da bacia ou da zona de charneira. Este reservatório está situado num arenito de idade maastrichtiana, sendo que os sedimentos presentes na área do bloco se originaram da deposição ocorrida durante uma fase de aprofundamento do oceano na porção norte da Bacia de Campos. Esta sedimentação se estendeu entre o Turoniano Superior ao Paleoceno Inferior, sendo o paleoambiente deposicional provável o batial médio.

Nessa área, a carga sedimentar promoveu um movimento do sal alóctone criando locais de entrada verticais para migração de hidrocarbonetos. A retirada do sal facilitou a migração de hidrocarbonetos em direção a seção pós-sal. O trapeamento da acumulação ocorre pela presença de folhelho Maastrichtiano na sua parte superior (SHELL, op. cit.).

Os reservatórios maastrichtianos fazem parte de um sistema de cânions inclinados no sentido E-W. Destaca-se um aquífero maastrichtiano considerável, tendo sido penetrado somente pela perfuração 1-SHEL-11-ESS. As propriedades da rocha da zona do aquífero são muito semelhantes àsquelas da seção do óleo, possuindo uma porosidade média de 29% e uma relação *net-to-gross* de 93%.

Os principais *fairways* de sedimentos apresentam um sentido W-SW / E-NE ao longo da acumulação atual do reservatório C. As características do *fairway* do reservatório maastrichtiano em C é constituído por areias amalgamadas de canal turbidítico, tendo alta razão *net-to gross*.

Destaca-se que os principais *fairways* na margem continental leste (*offshore*) brasileira tendem a ter uma razão *net-to-gross* maior que 80%, e serem texturalmente imaturas.

Dados de dois poços permitiram à SHELL definir petrofácies na seção maastrichtiana. A litologia existente apresenta três fácies de reservatório e duas fácies de não reservatório. As três fácies de reservatório são constituídas por arenitos maciços de granulometria média, fina e muito fina. As duas fácies não reservatório são constituídas por folhelhos siltosos e arenitos cimentados por calcita. Estão presentes, ainda, seqüências de Bouma parciais, com ausência das unidades T_e (**Quadro II.5.1.4-3**)



QUADRO II.5.1.4-3: PETROFÁCIES NA SEÇÃO MAASTRICHTIANA

PETROFÁCIES	CARACTERÍSTICAS
Petrofácies 1	Areia média
Petrofácies 2	Areia fina
Petrofácies 3	Areia muito fina
Petrofácies 4	Areia (?) cimentada (Não Reservatório)
Petrofácies 5	Siltes/folhelhos intra-reservatórios; folhelhos siltosos (Não Reservatório)

FORTE: SHELL (2005)

Sob o ponto de vista petrográfico, a análise granulométrica a *laser* do material obtido nos poços permitiu, também, a definição, na seção maastrichtiana, de fácies de reservatório e suas condições de porosidade e permeabilidade (**Quadro II.5.1.4-4**).

QUADRO II.5.1.4-4: FÁCIES DE RESERVATÓRIO NA SEÇÃO MAASTRICHTIANA

FÁCIES	CARACTERÍSTICAS		
	GRANULOMETRIA	POROSIDADE	PERMEABILIDADE
Fácies 1	média	baixa	alta
Fácies 2	fina	média	média
Fácies 3	fina com silte	alta	alta
Fácies 4	unidade Bouma (T _e)	-	-
Fácies 5	arenito cimentado por calcita	baixa	alta

FORTE: SHELL (2005)

As características diagenéticas dos arenitos mostram que estes são dominados pelo processo de compactação ao invés do processo de cimentação.

II.5.1.4.4 Fisiografia

Características Regionais

A área da Bacia de Campos insere-se no Macrocompartimento Bacia de Campos, que se estende desde o Rio Itabapoana e ao Cabo Frio. As principais características dessa unidade são a presença da extensa planície deltaica do Rio Paraíba do Sul e o alargamento da plataforma continental (MUEHE, 1998).



A parte submersa da Bacia de Campos se subdivide em três unidades fisiográficas: a plataforma continental, o talude continental e o platô de São Paulo (**Mapa II.5.1.4-2 - Fisiográfico**).

A plataforma continental a partir de Vitória, em direção ao sul, se amplia, contornando ao largo do Cabo de São Tomé. Nesse trecho, ao largo do Rio Paraíba do Sul, a plataforma atinge uma largura de cerca de 80 km, com sua quebra em 40 m de profundidade. Em frente ao Cabo de São Tomé, a largura é mantida, porém, a quebra da plataforma passa para cerca de 100 m de profundidade. Ao sul do cabo de São Tomé, em direção à Macaé, há uma ampliação da largura da plataforma, que atinge aproximadamente 90 km, e uma redução da profundidade da quebra da plataforma, que se encontra próxima a 80 m (FRANÇA, 1979; ZEMBRUSCKI, 1979).

Entre o Rio Itabapoana e o Cabo de São Tomé, as isóbatas de 40 m e 80-100 m são convexas em relação à linha de costa, condição que sugere a existência de frentes de progradação sedimentar. A porção norte dessas frentes progradaçãoais encontram-se mais próximas do delta do rio Paraíba do Sul. Ao sul, a feição de destaque é o banco submarino do Cabo de São Tomé.

Na plataforma continental, as formas erosivas são poucas, sendo exceção alguns canais de curta extensão que se encontram perpendiculares as isóbatas e que atravessam a plataforma interna e externa em direção ao talude.

Essas feições definem, segundo REIS et al. (1992) e SILVA (1992), dois grupos de cânions: o Nordeste e o Sudeste (**Figuras II.5.1.4-13 e II.5.1.4-14**). O grupo Nordeste, ao largo de Cabo de São Tomé, é representado pelos cânions Almirante Câmara, Itapemirim, Cabo de São Tomé e Paraíba do Sul, caracterizando-se por serem cânions enterrados, relictos (plio-miocênicos) e com migração em direção à bacia oceânica. Uma classificação genética desses cânions os separa em dois tipos, denominados I e II.

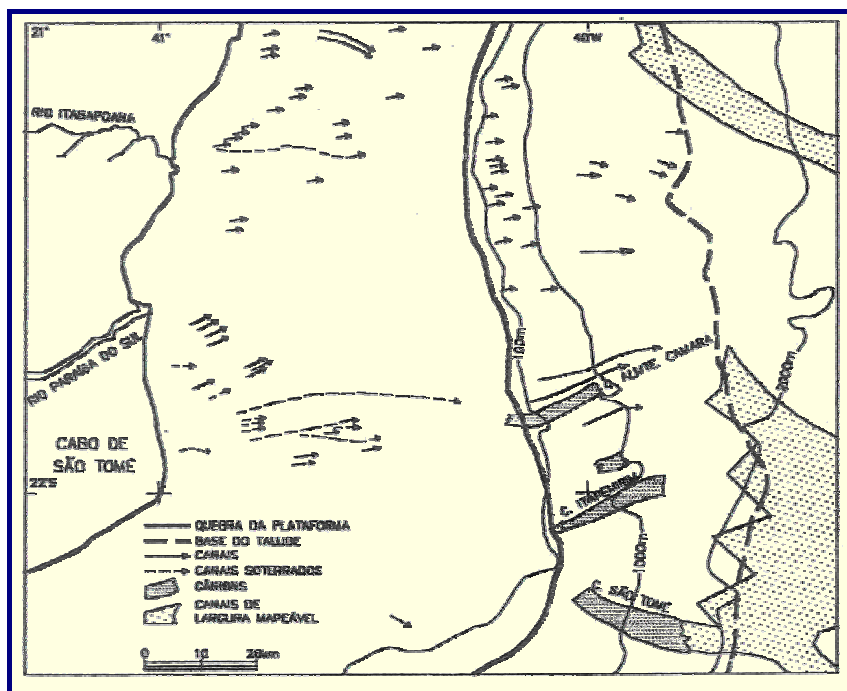


FIGURA II.5.1.4-13: GRUPOS DE CÂNIONS DA ÁREA NORDESTE DA BACIA DE CAMPOS
FONTE: SILVA (1992)

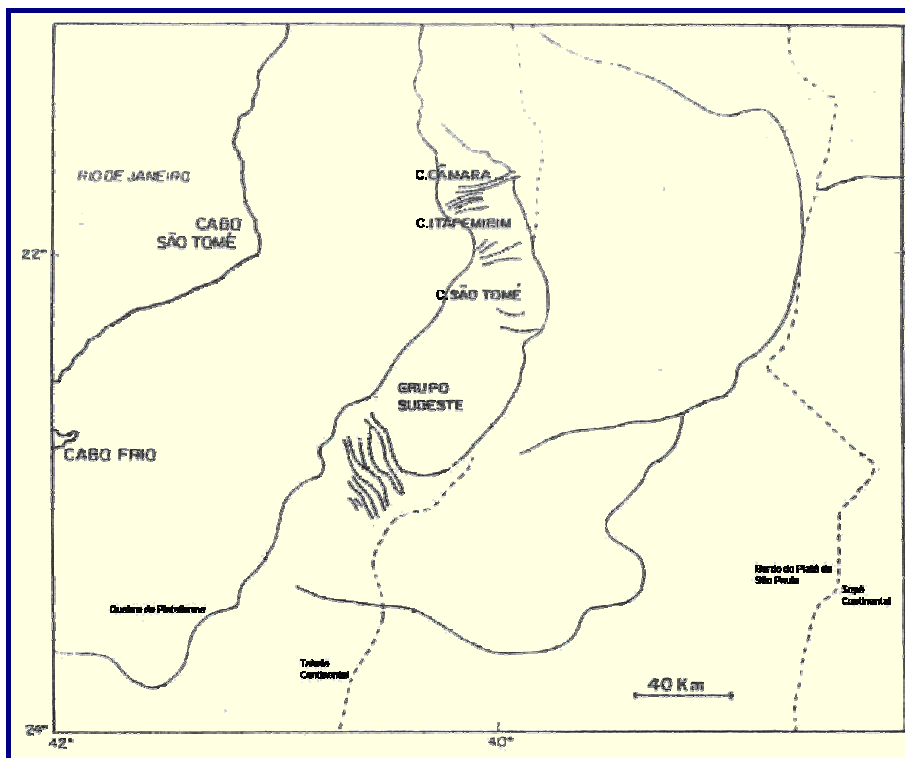


FIGURA II.5.1.4-14: GRUPOS DE CÂNIOS DA ÁREA SUDESTE DA BACIA DE CAMPOS
FONTE: REIS ET AL. (1992)

O Tipo I ocorre como uma incisão remontante condicionada por falhas, sendo representados pelos cânions Itapemirim e Paraíba do Sul, que se caracterizam por um perfil longitudinal convexo, com gradientes elevados junto à borda da plataforma continental (cabeceiras), gradientes menores nas áreas mais distais e fundos ondulados a suaves. O Tipo II se caracteriza pela ausência de incisões pronunciadas junto à borda da plataforma continental e pela presença de perfil homoclinal, que apresenta gradiente maior que o do talude. Essa relação sugere, entre os gradientes, o predomínio de correntes atuando como processos erosivos (SILVA, 1992) (**Figura II.5.1.4-15**).

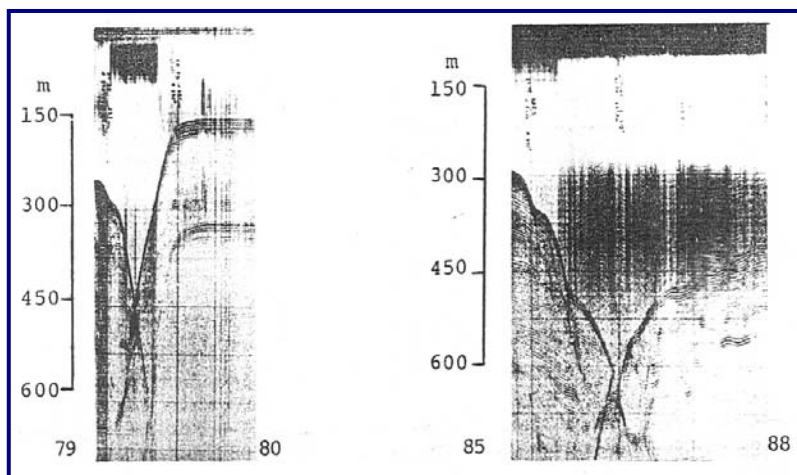


FIGURA II.5.1.4-15: PERFIS SÍSMICOS TRANSVERSAIS AO CÂNION ALM. CÂMARA (GRUPO NORDESTE – TIPO I) MOSTRANDO FEIÇÕES EROSIVAS, SITUAÇÃO QUE ATESTA A AUSÊNCIA DE SEDIMENTAÇÃO ATUAL OU ATUAÇÃO DE CORRENTES DE FUNDO.
FONTE: ALVES ET AL. 1980



O grupo sudeste, situado ao largo do Cabo Frio e ao sul do grupo nordeste, é representado por quatro cânions, com extensões que variam entre 15 e 35 km e larguras entre 2 e 5 km, uma orientação para sudeste e profundidades que alcançam cerca de 2.000 m. Esses cânions têm as suas cabeceiras na quebra da plataforma continental, sendo caracterizados por canais relativamente rasos e suaves. No sopé do talude, assumem fortes características erosivas. Evidências indicam que pelo menos um desses cânions foi capaz de construir um lóbo progradacional, servindo como passagem para os sedimentos terrígenos (REIS et al., 1992)(**Figura II.5.1.4-16**).

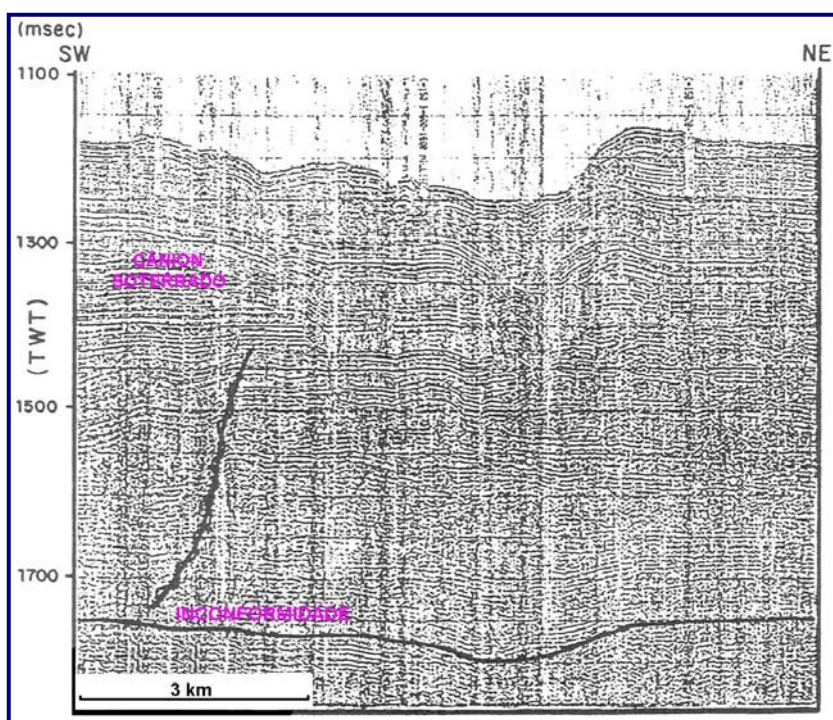


FIGURA II.5.1.4-16: PERFIL SÍSMICO TRANSVERSAL A UM DOS CÂNIONS DO GRUPO SUDESTE. OBSERVA-SE A PRESENÇA DE CÂNION SOTERRADO E INCONFORMIDADE ASSOCIADA A INCISÃO ASSOCIADA AO CÂNION.
FONTE: REIS ET AL. 1992

Recentemente, PELLIZZON e FIGUEIREDO (2005) apresentaram uma caracterização do cânion Almirante Câmara, com base em dados sismoestratigráficos, tendo sido definidos quatro setores (**Figura II.5.1.4-17**):

- Setor A ⇒ localiza-se na plataforma continental; ocorrem fraturamentos profundos, com fraturas seguindo uma direção NE-SW.
- Setor B ⇒ estende-se da quebra da plataforma ao talude superior; pacote sedimentar preservado.
- Setor C ⇒ localizado no talude médio, pacote sedimentar preservado.
- Setor D ⇒ localizado no talude inferior – presença de falhas e falhas lístricas de grandes dimensões, alinhada no sentido NE-SW. São observados, também, grandes fraturas, dobras compressivas e blocos rotacionados.



O pacote sedimentar onde se encontra o cânion representa o empilhamento de seqüências sedimentares associadas a progradação do talude continental. Destaca-se que o grande aporte de sedimentos terrígenos teve como resultado a existência de fluxos não canalizados no cânion.

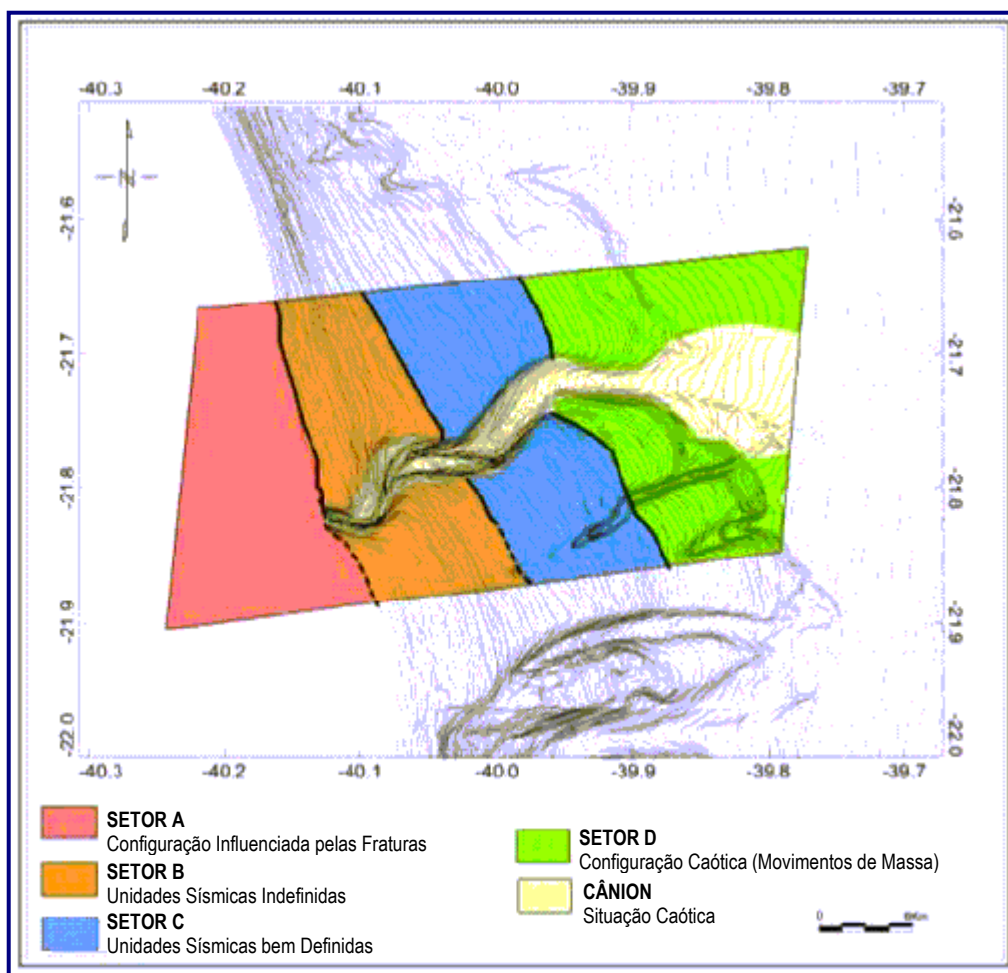


FIGURA II.5.1.4-17: SETORES DO CÂNION ALMIRANTE CÂMARA.
FONTE: PELLIZZON E FIGUEIREDO (2005)

Bancos de biohermas encontram-se distribuídos pela plataforma continental (interna, média e externa), ao largo das localidades de Itapemirim e a sudeste do Cabo de São Tomé. As biohermas, geralmente, são recifes coralinos fossilizados originados em ambientes marinhos rasos, e que apresentam estruturas rochosas mal estratificadas, em forma de lentes ou montículos. As biohermas podem ser constituídas por organismos sedentários - algas, crinóides, corais - entre outros (SUGUIO, 1992).

O talude continental superior, denominado regionalmente de talude continental do Espírito Santo, apresenta-se bastante estreito e íngreme, do limite norte da bacia até ao largo do Cabo de São Tomé.



A partir da cidade de Itapemirim, em direção ao sul, o talude possui uma condição progradante, com alguns quilômetros de espessura sedimentar. Tal condição estaria relacionada a uma deposição desde, pelo menos, o Cretáceo Inferior. Nesse trecho apresenta um perfil convexo, uma largura de moderada a ampla (máximo de 60 km) e baixos gradientes de declividade (entre 50' e 2° e em áreas de escorregamentos 6°).

O microrrelevo desse trecho apresenta uma superfície regular, com cobertura plano-paralela de sedimentos holocênicos, enquanto que as superfícies irregulares são pleistocênicas ou pré-pleistocênicas, sob a forma de frentes de progradação ou afloramentos de erosão (níveis e terraços de abrasão) (**Figuras II.5.1.4-18 e II.5.1.4-19**).

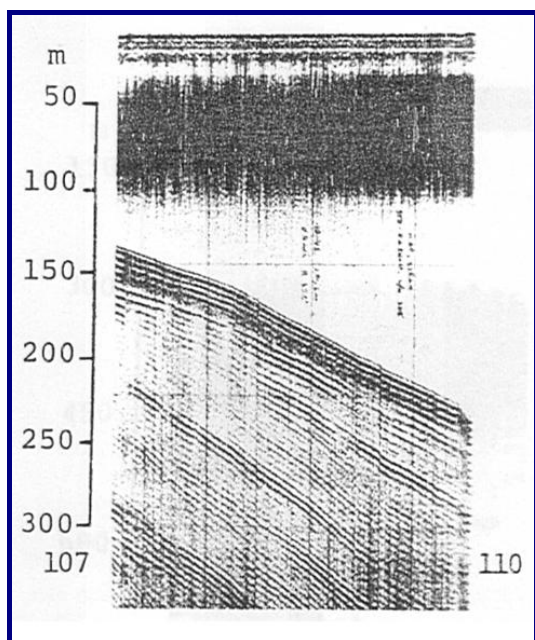
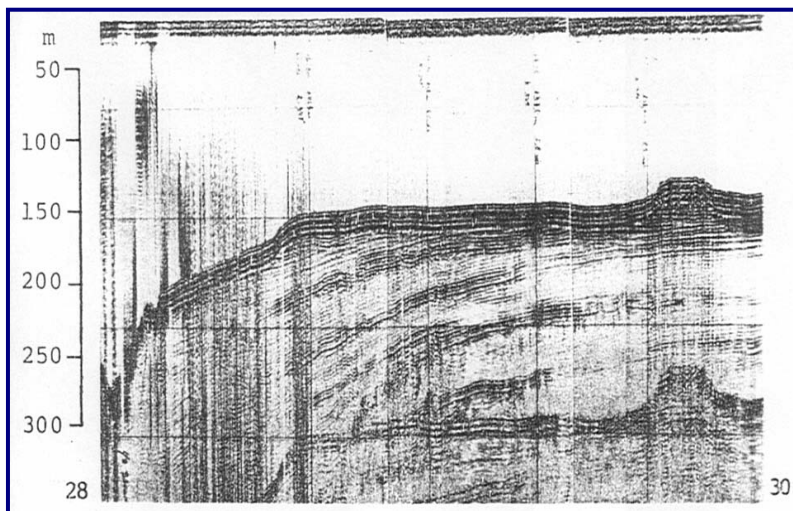


FIGURA II.5.1.4-18: PERFIL SÍSMICO DO TALUDE SUPERIOR AO LARGO DA BAIXADA DE CAMPOS, MOSTRANDO SEDIMENTAÇÃO PROGRADANTE NA ÁREA. OBSERVAÇÃO: PERFIL SÍSMICO ORIGINALMENTE SEM ORIENTAÇÃO.
FONTE: ALVES ET AL. 1980

FIGURA II.5.1.4-19: PERFIL SÍSMICO SOBRE A BORDA DA PLATAFORMA E TALUDE SUPERIOR, A SE DO CABO DE SÃO TOMÉ, MOSTRANDO SEDIMENTAÇÃO PROGRADANTE NA BORDA DA PLATAFORMA E FEIÇÕES DE ESCORREGAMENTO (SLUMPING) NA PORÇÃO DO TALUDE SUPERIOR. OBSERVAÇÃO: PERFIL SÍSMICO ORIGINALMENTE SEM ORIENTAÇÃO.
FONTE: ALVES ET AL. 1980





O talude inferior é mais amplo e irregular, possui forma convexa e ondulada e apresenta uma condição gradacional até o sopé continental. Na base do talude, em torno de 2.000 m, são verificadas dunas subaquosas e megamarcas produzidas por correntes de fundo (ZEMBRUSCKI, 1979).

O padrão das isóbatas do talude mostra que estas são paralelas entre si e que se ajustam aos contornos dos limites superior e inferior, apresentando delineamentos muito parecidos, não mostrando irregularidades salientes do relevo. As irregularidades mais salientes estão relacionadas aos vales, canais e áreas de escorregamento.

Destacam-se, nessa unidade fisiográfica, os cânions Almirante Câmara, Itapemirim, Cabo de São Tomé e Paraíba do Sul, sendo que o cânion Itapemirim "nasce" na porção média e inferior do talude e se dirige até o sopé continental (ZEMBRUSCKI, 1979).

A porção meio-norte do talude continental é influenciada a leste pelo platô de São Paulo. O platô, em geral, representa uma redução do declive do talude continental em alguns trechos da margem continental, onde essa redução de declive resulta em níveis menos inclinados e até subhorizontais do relevo submarino. O limite leste se dá com o sopé continental e o oeste, com o talude continental (KOWSMANN et al. 1982; PALMA, 1984).

O Platô de São Paulo, na Bacia de Campos, possui sentido N–S, sendo limitado ao norte pela porção sul da cadeia submarina Vitória–Trindade, ao largo da cidade de Vitória. O limite sul se prolonga em direção ao sul da margem continental, em direção à Bacia de Santos. O limite leste se dá com o sopé continental e o oeste, com o talude continental (KOWSMANN et al., 1982; PALMA, 1984).

Destaca-se que a estrutura geológica do platô, que condiciona a fisiografia submarina, é controlada pelas deformações ocasionadas pelas estruturas halocinéticas, as quais se associam a uma extensa seqüência evaporítica do Cretáceo Inferior. O limite externo da ocorrência dos evaporitos coincide com o limite inferior da porção do platô. A presença de domos salinos nessa área origina superfícies fortemente onduladas, com a presença de altos locais e pequenos terraços com bordas escarpadas (PALMA, 1984).

Na área emersa da bacia, as unidades fisiográficas presentes no litoral, em direção ao interior, são as planícies marinhas e/ou flúvio-marinhas, os tabuleiros costeiros, as colinas e os maciços costeiros (**Mapa II.5.1.4-2 - Fisiográfico**).

Nas baixadas costeiras predomina a paisagem da Bacia de Campos, onde se destaca a baixada campista (planície flúvio-marinha) do rio Paraíba do Sul, que apresenta feições morfológicas fluviais e marinhas importantes, tais como cristas de cordões arenosos, dunas, praias, diques marginais, terraços fluviais, e outras.



As praias na região da Bacia de Campos e norte da Bacia de Santos refletem, em termos granulométricos, as características dos sedimentos da plataforma interna ou da descarga sedimentar dos rios. De acordo com BASTOS e SILVA (2000), as praias compreendidas entre Atafona e Cabiúnas apresentam variabilidade morfológica significativa, havendo diferença entre as praias ao norte e ao sul do cabo de São Tomé. Tal estudo define quatro setores morfodinâmicos:

- Atafona/Foz do rio Paraíba do Sul – praias de estágio morfodinâmico intermediário, com alto índice de mobilidade e tendência à erosão.
- Sul de Atafona ao cabo de São Tomé - praias de estágio morfodinâmico intermediário, com baixo índice de mobilidade e tendência a acreção.
- cabo de São Tomé (Farol do Açú e Farol de São Tomé) - praias de estágio morfodinâmico intermediário a refletivo, com alto índice de mobilidade e tendência à erosão.
- cabo de São Tomé a Cabiúnas – praias de estágio morfodinâmico refletivo, com baixo índice de mobilidade e tendência à erosão.

ALBINO (1993), estudando praias da Barra e São José do Barreto, situadas entre a foz do Rio Macaé e ao sul de Cabiúnas, identificou erosão na porção centro norte da praia do Barreto e tendência à acreção ao sul desta área, em direção ao pontal de Macaé.

BENTES et al. (1997) monitoraram mensalmente e, sistematicamente, praias compreendidas entre Macaé e Saquarema (Lagomar, Barra de São João, Massambaba Leste, em Arraial do Cabo, e Oeste, em Saquarema), durante 24 meses. As praias que apresentaram expressiva variação do pacote sedimentar foram as praias associadas ao trecho do litoral entre Arraial do Cabo e Saquarema, enquanto as praias entre o cabo Búzios e Macaé tiveram pouca variação (**Quadro II.5.1.4-5**).

QUADRO II.5.1.4-5: CARACTERÍSTICAS MORFODINÂMICAS DE ALGUMAS PRAIAS ENTRE MACAÉ E SAQUAREMA

PRAIA	ESTÁGIO MORFODINÂMICO	MOBILIDADE
Lagomar	refletivo	baixo
Barra de S. João	dissipativa	baixo
Massambaba Leste	Intermediário	alto
Massambaba Oeste	Intermediário	alto

FONTE: BENTES ET AL. 1997

As praias relacionadas aos rios Itapemirim, Itabapoana, Paraíba do Sul, Macaé e São João refletem a interação entre a atuação dos processos marinhos e fluviais nas áreas contíguas e adjacentes às desembocaduras. Em geral, estas praias apresentam a barlar sedimentos relativamente mais grossos e a sotamar mais finos, como pôde ser observado em diversos estudos realizados na região (DIAS



e SILVA, 1984; DIAS et al., 1984; MARTIN et al. 1984; RIBEIRO e NUNES, 1989; ALBINO, 1993; RIBEIRO, 1997 e 1998).

Quanto aos sedimentos praias, as praias entre Itapemirim e Niterói são praticamente arenosas, ancoradas em costões ou em falésias vivas, apresentando granulometria que varia entre muito fino a grânulo.

RIBEIRO e NUNES (1989) estudando as praias associadas à planície do Rio Itapemirim, indicaram uma redução do tamanho médio dos grãos da Praia do Pontal (fz) em direção a Praia de Itaipava, ao norte.

RIBEIRO (1997) apontou a mesma tendência para as praias da planície do rio Itabapoana, ou seja, da foz em direção ao norte. BASTOS e SILVA (2000) indicaram uma redução do tamanho dos sedimentos de Cabiúnas em direção a Atafona. MUEHE e CARVALHO (1993) mencionaram uma redução do tamanho médio do grão de Saquarema em direção Arraial do Cabo. As planícies costeiras ou baixadas estão relacionadas aos rios de médio porte (Itapemirim, Itabapoana, Macaé e São João) na área da bacia.

A origem dessas baixadas costeiras associa-se às oscilações do nível médio do mar durante os últimos 125.000 anos (Pleistoceno e Holoceno). A formação apresenta um caráter misto, isto é, há uma influência da descarga fluvial (águas e sedimentos), associada às oscilações marinhas. Como consequência, são verificados dois conjuntos de cordões arenosos em todas essas baixadas: um de idade pleistocênica e outro holocênica.

Os rios assumem importante papel no litoral da Bacia de Campos, representando importantes fontes de água doce e sedimentos à zona submarina. Associadas a eles, estão as desembocaduras fluviais, onde são encontrados ambientes de mangues, importantes na economia local como criadouros naturais, principalmente, de camarões e caranguejos.

O rio mais importante da Bacia de Campos é o Paraíba do Sul, que drena uma área aproximada de 45.000 km², tendo um curso de 950 km e vazões entre 1.277 m³/s (verão) e 322,3 m³/s (inverno). Este rio representa, ao longo do Quaternário, um importante papel como fornecedor de sedimentos para as áreas da margem continental (SUGUIO, 1981) (**Quadro II.5.1.4-6**).

Outros rios de destaque, porém de menor porte, são o Itapemirim, o Itabapoana, o Macaé e o São João, que contribuem, atualmente, com lamas fluviais à plataforma continental (**Quadro II.5.1.4-6**). Quanto à descarga sedimentar, o rio Paraíba do Sul apresentou uma concentração de 0,5 mg/L a aproximadamente 30 km da sua foz (SUMMERHAYES et al., 1976), enquanto o Rio São João mostrou uma produção média anual de sedimento em suspensão (posto BR-101) de 205 mg/L (CUNHA, 1998).

São verificadas, ainda, pequenas lagoas junto ao litoral, que representam antigas linhas de drenagens sobre o Grupo Barreiras, que se dirigiam, no passado, para a



plataforma continental, em níveis marinhos mais baixos. Essas drenagens foram truncadas erosivamente e tamponadas durante fases das transgressões marinhas.

QUADRO II.5.1.4-6: DESCARGA FLUVIAL MÉDIA DOS PRINCIPAIS RIOS NA BACIA DE CAMPOS

RIO	ESTAÇÃO FLUVIOMÉTRICA	PERÍODO	DESCARGA FLUVIAL MÉDIA (M ³ /S)
Itapemirim	Usina Paineiras	1968-2001	77,6
Itabapoana	Santa Cruz	1969-2002	55,6
Paraíba do Sul	-	1934-2003	798
Macaé	Piller	1950-2002	3,42
São João	Correntezas	1967-2001	13,9

FONTE: [HTTP://WWW.ANA.GOV.BR](http://www.ana.gov.br) (ACESSADO EM 20/10/2005)

Adjacente às planícies costeiras situa-se o Grupo Barreiras, que se traduz nos chamados tabuleiros costeiros. Esses tabuleiros podem atingir altitudes em torno de 60 m na área da Bacia de Campos, apresentando topos suavemente ondulados a planos, sendo compartimentados, ao longo da costa, pelas baixadas costeiras e maciços e colinas costeiras.

Esses tabuleiros, no interior, são representados por falésias inativas, reafeiçoadas por processos de vertentes. Próximo ao litoral, os tabuleiros são representados por falésias ativas, as quais se encontram expostas aos processos marinhos atuais.

As colinas e maciços costeiros representam parte do embasamento cristalino reafeiçoado o longo do tempo por processo de vertentes, com a presença de afloramentos. Por vezes, suas características geomorfológicas se confundem com as dos tabuleiros, principalmente nas áreas próximas ao litoral, onde aparecem na forma de costões, pequenos afloramentos rochosos nas praias ou ilhas (Santana e Cabo Frio) (**Mapa II.5.1.4-2 - Fisiográfico**).

A presença de serras na Bacia de Campos associa-se ao lineamento da serra da Mantiqueira na região, representando o afloramento do embasamento. Tais serras são bastante afastadas do litoral em Campos dos Goytacazes e São Francisco de Itabapoana. A partir de Macaé, em direção ao sul, as serras e colinas estão associadas aos contra-fortes da Serra do Mar, que atingem o litoral.

Características Locais

A área do Bloco BC-10 encontra-se na porção norte da Bacia de Campos. Em relação à lâmina d'água, sua parte oeste está numa profundidade de 1.500 m enquanto que a parte leste a 2.000 m. A localização preliminar do ponto de localização da unidade de produção está entre 1.750 e 1.800 m de profundidade (SHELL, 2005).



O fundo marinho é consideravelmente plano, com a localização dos poços estando tipicamente em locais com 1^o a 2^o de gradiente. Na área estão presentes rugosidades associadas a transporte de massa (zonas de escorregamento e de deslizamento) e vários canais pretéritos e possivelmente atuais. Esses movimentos de massa são predominantemente compostos por folhelhos, podendo conter grandes clásticos (SHELL, 2004).

Informações sobre a área do Bloco não mencionam sobre a existência de exsudações e riscos sísmicos.

II.5.1.4.5 Faciologia

Características Regionais

A faciologia dos sedimentos foi descrita a partir de informações contidas no Mapa Faciológico dos Sedimentos Superficiais da Margem Continental Leste, produzido pelo Projeto REMAC (1979), na escala 1:3.500.000, realizados em alguns setores de águas profundas da Bacia de Campos.

Estudos recentes (CADDAAH et al. 1994; CRUZ, 1996; ESTEVES et al., 2001), permitiram confirmar as características faciológicas apontadas no mapa do REMAC. Soma-se, ainda, o mapa de distribuição de sedimentos produzido na escala de 1:1.100.000 do Programa REVIZEE (2004).

A faciologia dos sedimentos superficiais da margem continental no trecho da Bacia de Campos engloba dois grandes grupos sedimentares: a sedimentação de plataforma continental e a de oceano profundo, cujas idades variam do Holoceno até os dias atuais.

Na plataforma continental predominam fácies holocênicas retrabalhadas, compostas por sedimentos de origem terrígena e carbonática. As fácies terrígenas são representadas por areias e lamas, com teores de CaCO₃ inferiores a 50%, tendo características distintas (**Mapa II.5.1.4-3 - Faciológico**).

As fácies sedimentares na plataforma continental dividem-se em arenosa e carbonática, embora predomine ligeiramente a fácies arenosa. As fácies arenosas são retrabalhadas, sendo constituídas por areias fluviais (do litoral até a profundidade de 140 m) ou areias de fonte não determinada (entre Vitória e Itapemirim, até a profundidade de 40 m). A origem dessa sedimentação associa-se, principalmente, à grande influência do rio Paraíba do Sul, bem como aos rios Itapemirim e Itabapoana (**Mapa II.5.1.4-3 - Faciológico**).

As fácies carbonáticas são representadas por assembléias de areias e/ou cascalhos de briozoários recifais, de algas recifais, moluscos e moluscos e briozoários recifais retrabalhados do Holoceno ao Moderno.



A fácies de areias ou cascalhos de briozoários recifais se distribui a partir dos 20 m de profundidade até a quebra da plataforma continental, desde o largo de Vitória até ao largo de Itapemirim. No seu interior ocorrem, em forma de mancha, uma fácies holocênica a moderna não retrabalhadas, associadas a recifes de briozoários, estando situadas ao largo e a sudeste das cidades de Vitória e Guarapari, a uma profundidade máxima de 50 m.

A fácies de areias e/ou cascalhos de algas recifais se estende da altura de Guarapari até o sul da área de estudo geralmente acima de 60 m de profundidade.

A fácies de areias e/ou cascalhos de moluscos está presente somente a sudeste do cabo de São Tomé, entre as isóbatas de 40 e 80 m.

A fácies de areias e/ou cascalhos de moluscos e briozoários recifais ocorre isoladamente como uma mancha a sudeste da cidade de Itapemirim, na isóbata de 20 m, e a sudeste do cabo de São Tomé, entre as isóbatas de 40 m e 100 m.

ESTEVES et al. (2001), em estudo realizado na área situada desde o largo de cabo de São Tomé até o cabo Frio, descreveram, para as áreas mais profundas da plataforma, sedimentos do tipo lama cascalhosa, lama arenosa, areia lamosa e areia.

Na área do talude, a fácies de sedimentos mascarada por afloramentos rochosos predomina ao longo de toda esta área, entre as profundidades de 400 a 2.000 m, sendo substituída, no limite sul da bacia, pela fácies de desmoronamento e deslizamento.

Segundo CADDAM et al. (1994), as fácies de lamas e lamas siltosas na área do talude da Bacia de Campos, compreenderam 77% dos testemunhos, coletados entre 110 m e 2.000m. Essas lamas seriam de origem pelágica e hemipelágica e apresentariam condições de ambiente de redox (oxi-redução), sendo ricas em carbonatos (4 e 50%). A presença de sulfitos nas lamas também foi detectada, resultante da redução da matéria orgânica.

Na área do platô e do sopé continental, ocorrem as fácies de desmoronamento e deslizamento, hemipelágica e perturbada por diapirismo, que se distribuem seguindo as profundidades. Todas as fácies estão situadas em profundidades superiores a 800 m e são representadas por sedimentos finos, tais como silte e argila.

CRUZ (1996), em estudo dos sedimentos de águas profundas na Bacia de Campos ressalta um predomínio de arenitos geralmente grossos e recobertos por arenito finos e muito finos. Os pelitos se distribuem ao longo do sopé continental, sendo constituídos de lamito siltico-arenoso e hemipelagito (marga e folhelho) bioturbados e depositados na zona batial. São identificadas, ainda, fácies de turbiditos, contornitos e hemipelagitos



Características Locais

Não são disponíveis, até o momento, dados locais sobre as características faciológicas dos sedimentos superficiais na área do Bloco BC-10. Entretanto, buscou-se utilizar fontes de informações em escalas menores a fim de se definir, grosso modo, as características faciológicas locais, como as do Programa REVIZEE.

Ressalta-se que, embora haja informações mais recentes em escala regional do Programa REVIZEE, este não contempla as áreas mais profundas. Para tal, foi utilizado o Mapa Faciológico do Projeto REMAC (1979), que inclui a sedimentação em águas profundas e ultraprofundas da margem continental.

Nesse contexto, a área do Bloco BC-10 está situada, predominantemente, sobre a fácies Turbidítica, que se caracteriza pela ocorrência de processos de escoamento de fluxos líquidos e sólidos provenientes da área da plataforma continental em direção ao platô de São Paulo, localmente conhecido como Platô do Espírito Santo. Nas extremidades nordeste e noroeste do Bloco, ocorrem em pequenas proporções, a fácies Mascarada por Afloramentos Rochosos.

Condições Geotécnicas

Não são disponíveis até o momento dados ou informações sobre as características geotécnicas do fundo marinho tanto em nível regional quanto do Bloco BC-10, fato que inviabiliza uma descrição exata desta seção.

A SHELL, entretanto, pretende realizar um levantamento geotécnico no Bloco BC-10, que incluirá amostragens com *piston cores*, *box cores* e testes *in situ* na locação proposta para o FPSO e também nos reservatórios C, O, AO e BO.

Os testes laboratoriais nas amostras de sedimento compreenderão medidas de classificação, densidade, consolidação e resistência.

Tais informações serão disponibilizadas ao ELPN/IBAMA assim que os relatórios interpretativos estiverem prontos.