

II.5.1.4 Geologia e Geomorfologia

II.5.1.4.1 Introdução

Nesta seção descrevem-se as características geológicas e geomorfológicas da Bacia de Campos, com ênfase no Campo de Frade. Serão apresentadas as características da Bacia de Campos entre as cidades de Vitória (ES) e do Rio de Janeiro (RJ).

A área do Campo de Frade apresenta um histórico de levantamentos geológicos e geofísicos desde 1985, conduzidos pela Petrobras S.A e, posteriormente, pela Texaco (atualmente **Chevron**). Dos doze poços realizados entre 1986 e 2001, cinco indicaram a ocorrência de óleo.

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 38° 45' O e 42° 00' O, sendo limitada, ao Norte, pelo o Alto de Vitória; ao Sul, pelo Alto de Cabo Frio, e, a Oeste, pelos terrenos quaternários e terciários, estendendo-se 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, e 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 a das demais bacias sedimentares *offshore* da margem continental leste brasileira, que têm sua evolução estrutural 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, traduzidos em três estágios principais: pré-rifte, rifte e pós-rifte (proto-oceânico e marinho) (RANGEL *et al.*, 1996).

Tais eventos controlaram o preenchimento e a estratigrafia da bacia sedimentar (ASMUS, 1982; FAINSTEIN, 2004) (**Quadro II.5.1.4-1**).

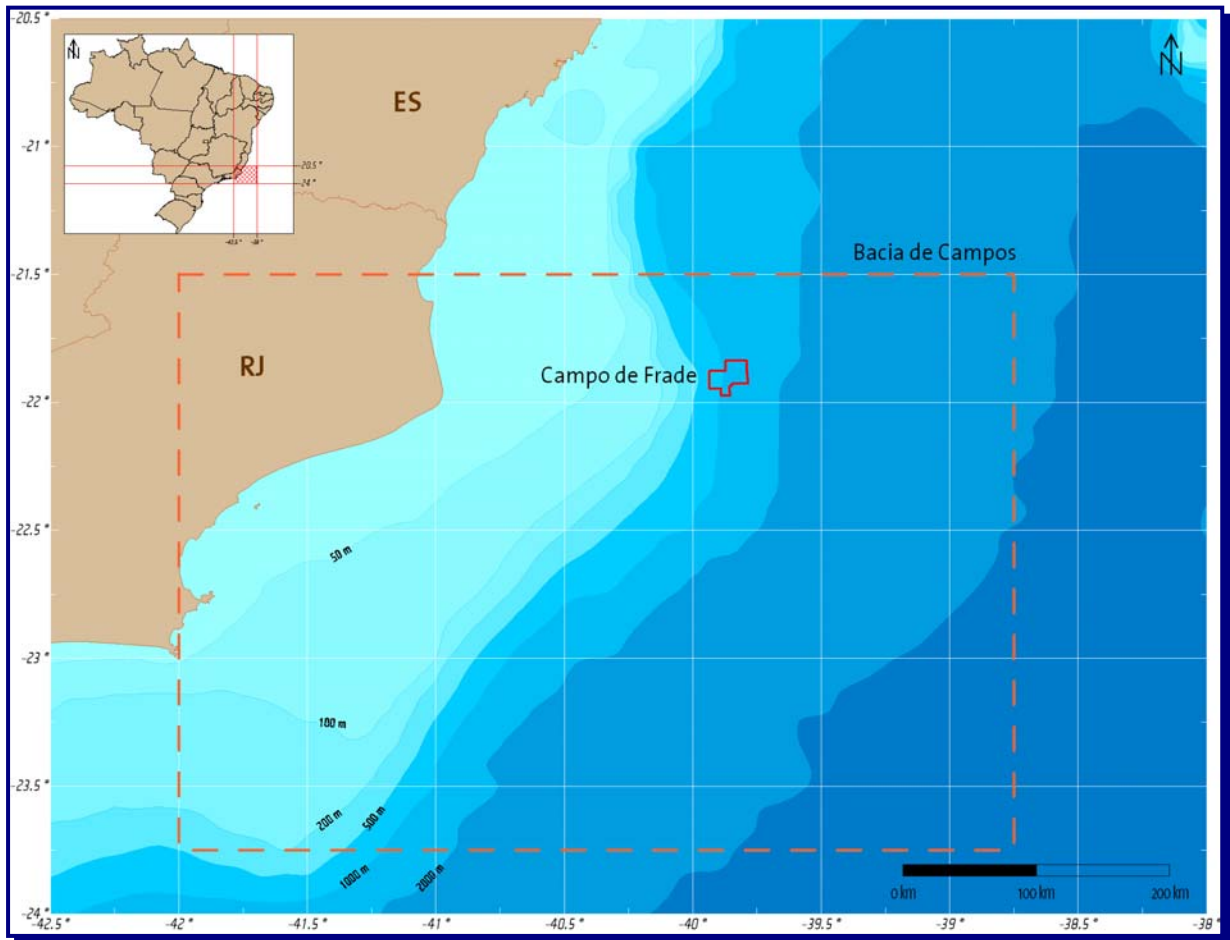


FIGURA II.5.1.4-1: LOCALIZAÇÃO DA BACIA DE CAMPOS E DO CAMPO DE FRADE.

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

| Estágio Evolutivo | Fase de Sedimentação | Seqüência Sedimentar | Ambiente Depositional |
|-------------------|----------------------|----------------------|----------------------------------|
| 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 (1984); FAINSTEIN (2004)

Os estágios rifte, proto-oceânico e marinho, associam-se, respectivamente, à tectônica diastrófica (tectônica crustal), à tectônica adiastrófica e ao processo de sedimentação (**Figura II.5.1.4-2**).

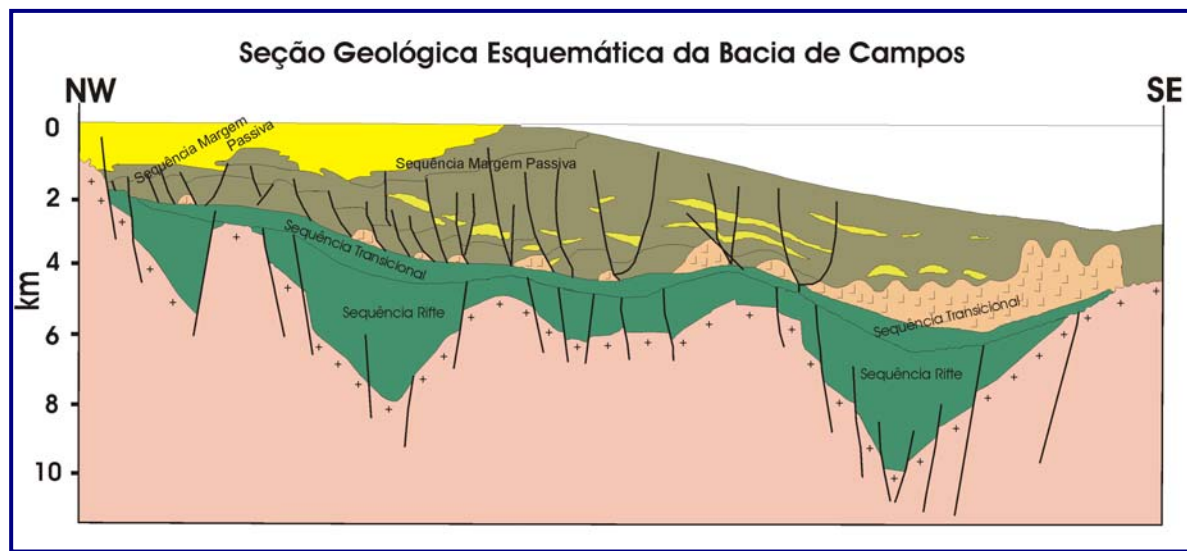


FIGURA II.5.1.4-2: SEÇÃO GEOLÓGICA GERAL DA BACIA DE CAMPOS.
FONTE: cprm.gov.br

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, a estruturação tectônica adiastrófica, foram importantes 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).

Esses eventos contribuíram para instalação de sistemas de vales em rifte ou afundimento (*rift-valleys*), com estruturas orientadas, preferencialmente, na direção NE-SO, 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 centenas de metros (CARMINATTI e DIAS in CARMINATTI, 1987). Na margem continental são também verificadas feições estruturais importantes, como as linhas de charneiras e as estruturas transversais (ASMUS, 1982).

A Bacia de Campos, na sua porção central, apresenta um sistema de falhas com direção E/O, o qual a separa em duas regiões tectônicas semelhantes. CARMINATTI (*op. cit.*) sugere que este sistema de falhas surgiu quando da fase de rifteamento da crosta continental (Cretáceo Inferior), devido aos 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/O) (**Mapa II.5.1.4-1 – Estrutural**).

Segundo MEISLING *et al.* (2001), as falhas oblíquas a 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 foi relacionada à tectônica adiastrófica, que associada à ocorrência de reativações tectônicas no embasamento, através de distensões tardias, foi responsável pelo início do processo halocinético, principalmente, na parte Nordeste.

Ao longo do Albiano, ocorreu 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).**

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

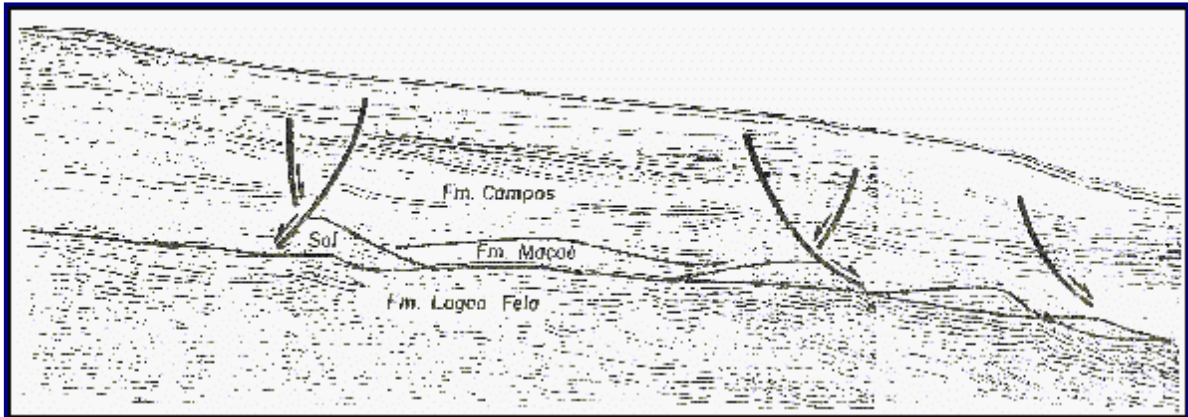


FIGURA II.5.1.4-3: SEÇÃO SÍSMICA NA ÁREA NORDESTE DA BACIA DE CAMPOS, EVIDENCIANDO A PRESENÇA DE FEIÇÕES SALÍFERAS E INFLUÊNCIA SOBRE A SEDIMENTAÇÃO PÓS-SAL. SEÇÃO SÍSMICA ORIGINALMENTE SEM ORIENTAÇÃO.

FONTE: FIGUEIREDO E MOHRIAK (1984)

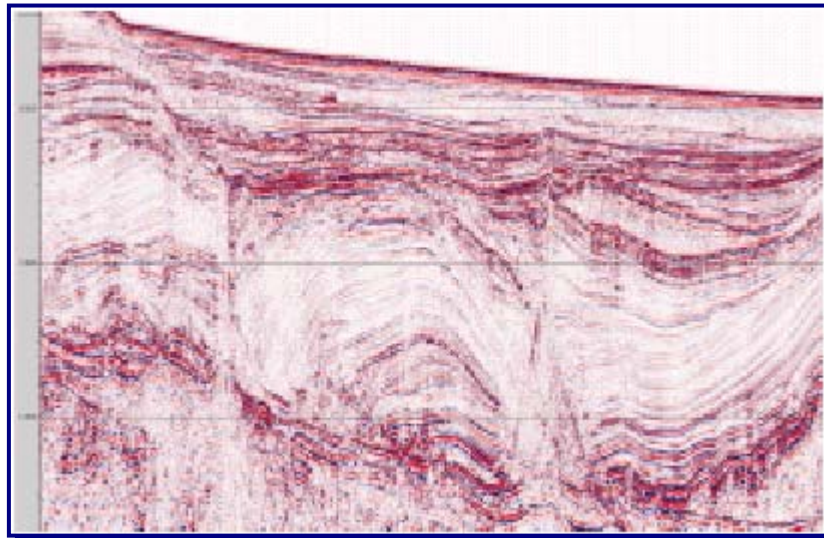


FIGURA II.5.1.4-4: SEÇÃO SÍSMICA EM ÁGUAS PROFUNDAS NA BACIA DE CAMPOS, MOSTRANDO FEIÇÃO SALÍFERA DO TIPO TARTARUGA GIGANTE. ESSA ESTRUTURA POSSUI NÍVEIS ESTRATIGRÁFICOS QUE PODEM CONTER HIDROCARBONETOS. SEÇÃO SÍSMICA ORIGINALMENTE SEM ORIENTAÇÃO.

FONTE: FAINSTEIN (2004)

A ocorrência de atividade vulcânica na área da Bacia de Campos aponta para, pelo menos, três momentos de eventos magmáticos. O primeiro teria ocorrido durante a fase rifte, entre 130 e 125 Ma., 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) (**Figura II.5.1.4-5**).

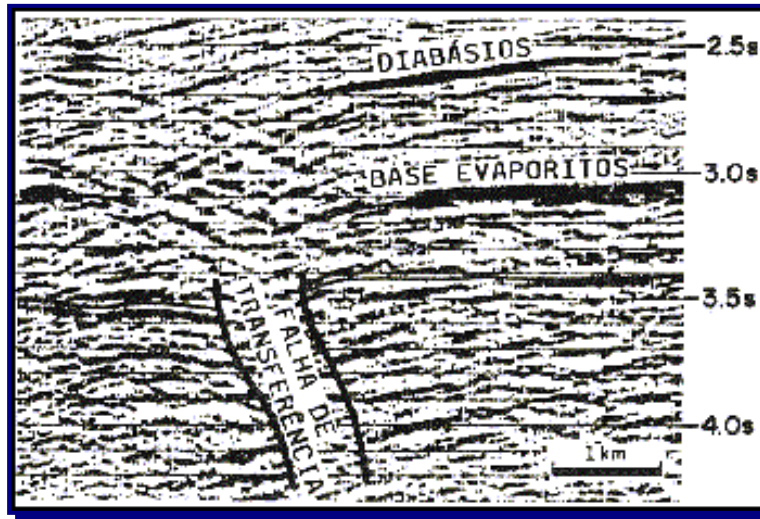


FIGURA II.5.1.4-5: SEÇÃO SÍSMICA NO CAMPO DE MARLIM MOSTRANDO FEIÇÃO MAGMÁTICA RELACIONADA AO EVENTO MAGMÁTICO DE 83 ± 2 MA. E SUA ASSOCIAÇÃO COM FALHA DE TRANSFERÊNCIA DA FASE RIFTE. SEÇÃO SÍSMICA ORIGINALMENTE SEM ORIENTAÇÃO
FONTE: CARMINATTI (1987)

Um terceiro momento foi associado a esforços distensionais, com idade entre 60 e 50 Ma., que aconteceu 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/SO, na área do cabo de São Tomé.

Pontos de ocorrência magmática são verificados na bacia, principalmente, entre as localidades de Atafona (São João da Barra) e o cabo de São Tomé (Campos dos Goitacazes). RANGEL *et al.* (1994) destacaram que as características dos gnaisses do embasamento Pré-cambriano, na porção marinha, são comparáveis as das áreas aflorantes do embasamento na porção 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 às 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, em geral, são registrados sistemas de falhas de crescimento, blocos rochosos desprendidos e falhas lítricas (CARMINATTI, *op. cit.*).

Os eventos magmáticos, também associados a esses esforços extensionais, originaram rochas piroclásticas na porção submersa da bacia (CARMINATTI, *op. cit.*; MACEDO *et al.*, 1991).

Uma 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/SO, 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 costeira deste rio. 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 na áreas emersas e submersas não são sincrônicos, condição que sugere uma evolução da bacia controlada por reativações de antigas direções estruturais pré-mesozóicas (DIAS *et al.*, 1987).

Evidências neotectônicas são observadas na área. Diversos estudos vêm apontando 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, região compreendida na Zona 3, assim definida por MIOTO e HASUI (1982) (SADOWSKI *et al.*, 1978; 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 – Estrutural; Figuras II.5.1.4-6 e II.5.1.4-7**).

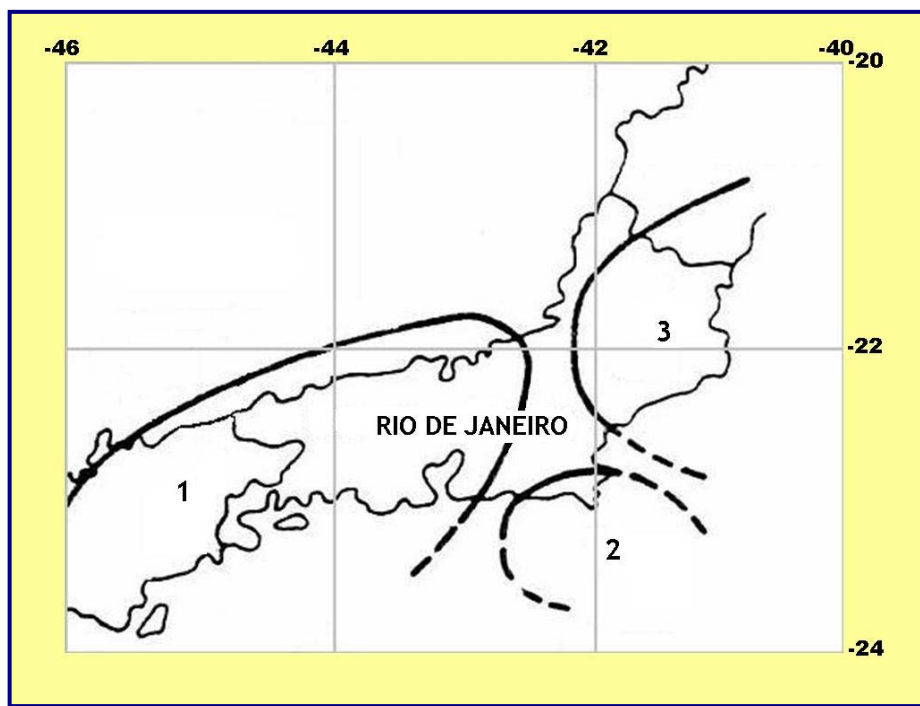


FIGURA II.5.1.4-6: ZONAS SISMOGÊNICAS EM PARTE DA REGIÃO SUDESTE BRASILEIRA. A ZONA 3 CORRESPONDE A PORÇÃO CENTRO-NORTE DA BACIA DE CAMPOS. **FONTE:** ADAPTADO DE MIOTO E HASUI (1982)

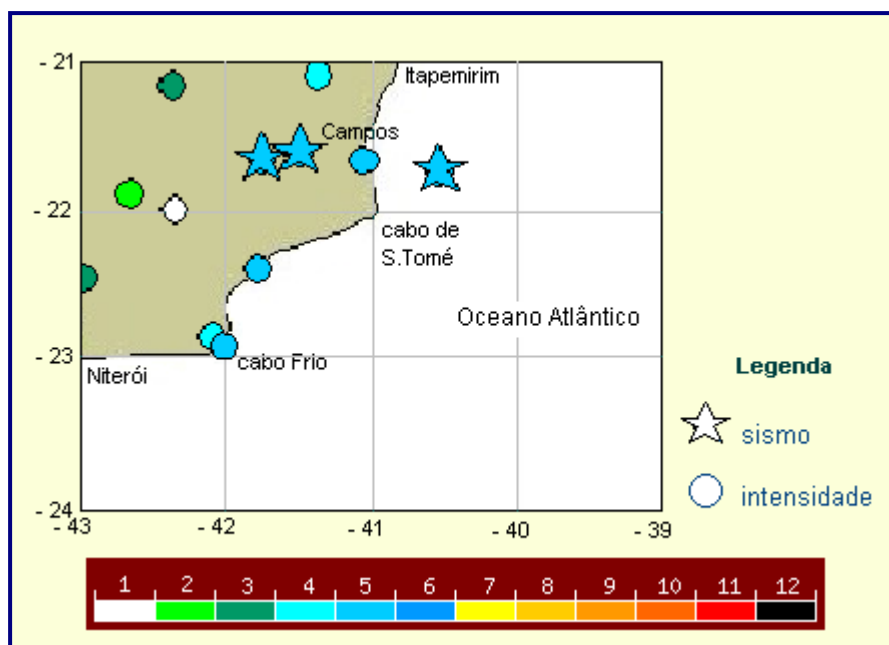


FIGURA II.5.1.4-7: ÁREA DA BACIA DE CAMPOS. OS SÍMBOLOS NO MAPA INDICAM A LOCALIZAÇÃO E INTENSIDADES DE SISMOS ENTRE 01/01/1500 E 31/10/2005 OCORRIDOS NA BACIA DE CAMPOS E NORTE DA BACIA DE SANTOS. A INTENSIDADE DOS SISMOS PLOTADOS VARIA ENTRE 1 E 12 NA ESCALA MERCALLI MODIFICADA. **FONTE:** ADAPTADO 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 anfíbolito e granulito. Segundo DIAS *et al.* (1987), perfurações de poços da PETROBRAS revelaram a presença de rochas granada-biotita-gnaisses. Sobre o embasamento, está presente uma camada basáltica (130 a 120 Ma.), 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:

A área do Campo de Frade apresenta um arcabouço estrutural que é representado por um anticlinal, com núcleo salino, de relevo baixo, possuindo um fecho de cerca de 20 km². Associado, ocorre uma grande falha normal pós-deposicional, com idade entre 10,5 e 6 Ma., que divide o Campo de Frade em dois blocos falhados isolados (**Figuras II.5.1.4-8 e II.5.1.4-9**).

Os resultados das pesquisas realizados no Campo de Frade nos últimos vinte anos permitiram definir duas áreas: a Área-366 (relacionada ao poço pioneiro 1-RJS-366) e a Área-511 (relativa ao poço pioneiro 1-RJS-511), ambas com as maiores concentrações de hidrocarbonetos e que serão desenvolvidas.

O arcabouço estrutural, subjacente à Área-366, mostra um anticlinal duplamente mergulhante, sobre um núcleo salino, falhado e com dobra de descolamento (*detachment fold*) de direção ONO/ESE. Na Área-511, o arcabouço é representado por um domo ligeiramente alongado na direção NO/SE, com um relevo estrutural muito baixo.

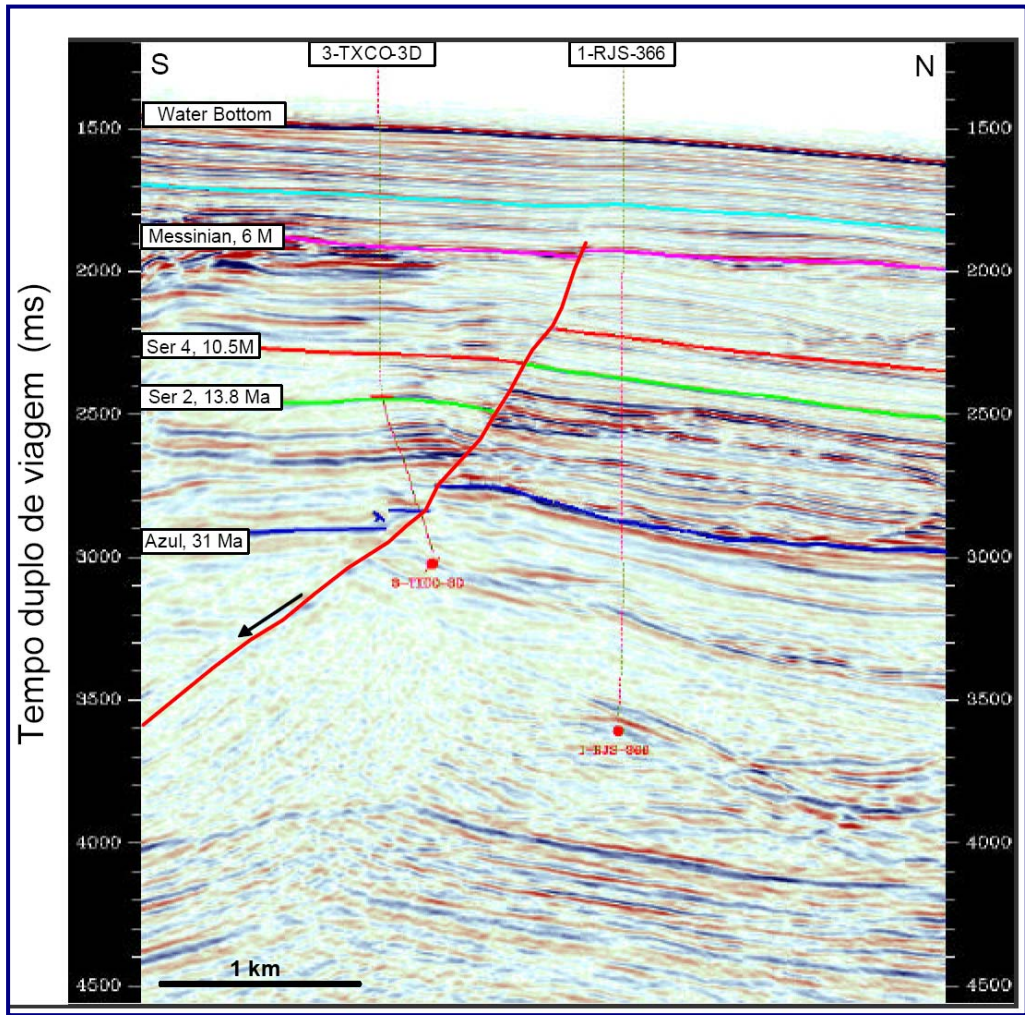


FIGURA II.5.1.4-8: *TIMING DA FALHA NO CAMPO DE FRADE.* A SEÇÃO SÍSMICA MOSTRA QUE A FALHA É PÓS-DEPOSICIONAL E OCORREU ENTRE 6 MA E 10,5 MA.
FONTE: CHEVRON – TEXACO (2005)

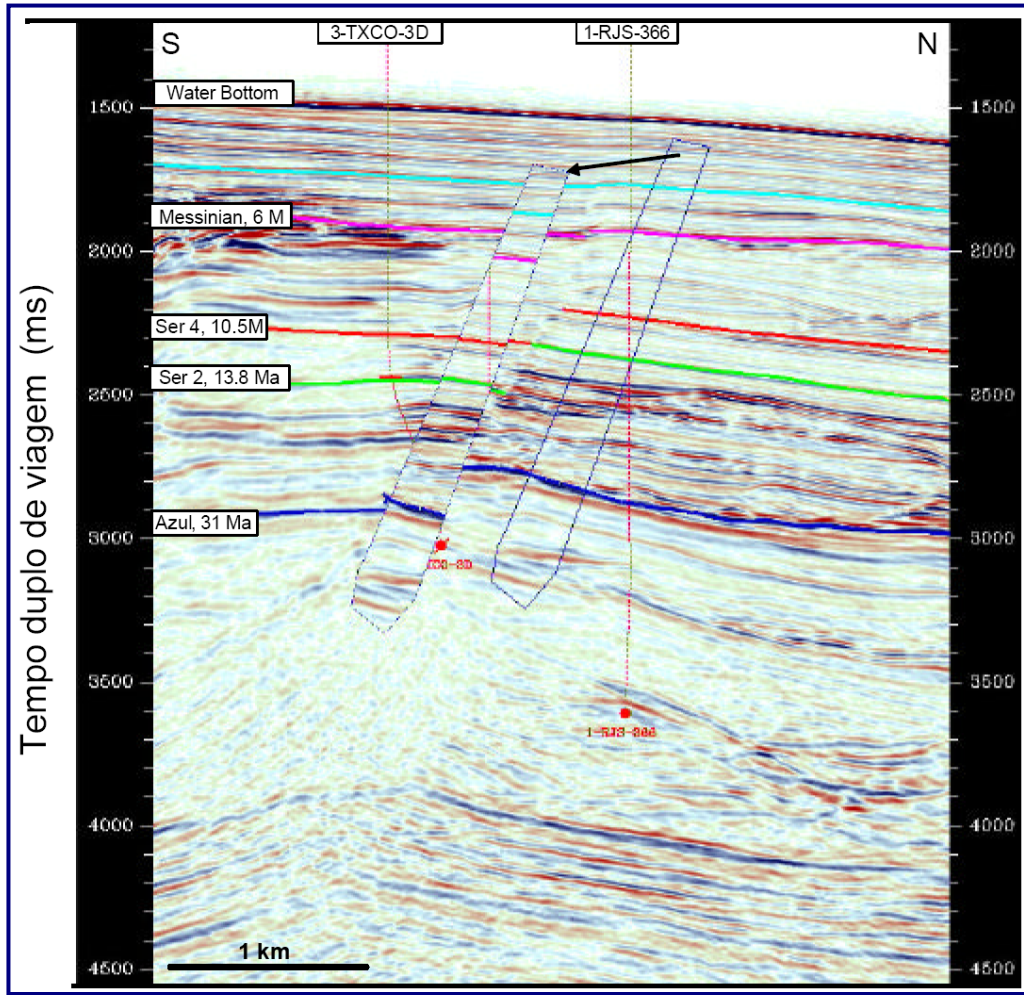


FIGURA II.5.1.4-9: *TIMING* DA FALHA NO CAMPO DE FRADE. A SEÇÃO SÍSMICA MOSTRA UM POLÍGONO DE CORRELAÇÃO DO BLOCO SUPERIOR POSTADO SOBRE O BLOCO INFERIOR DEMONSTRANDO QUE A FALHA É PÓS-DEPOSICIONAL E OCORREU ENTRE 6 MA E 10,5 MA. FONTE: CHEVRON – TEXACO (2005)

Dados sísmicos 3D realizados na área revelaram a presença de falhas no fundo submarino da área de estudo. Supõe-se que essas falhas, que representam linhas de instabilidade relativa e estão associadas às falhas *deep-seated*, controlem a morfologia do fundo, principalmente quanto à definição e localização de linhas de drenagem submarinas, tais como os canais e os cânions nela presentes (Grussaí, Médio, Itapemirim e não nomeado). Ressalta-se que não há falhas superficiais ativas nas áreas dos poços em desenvolvimento (**Figuras II.5.1.4-10 e II.5.1.4-11**).

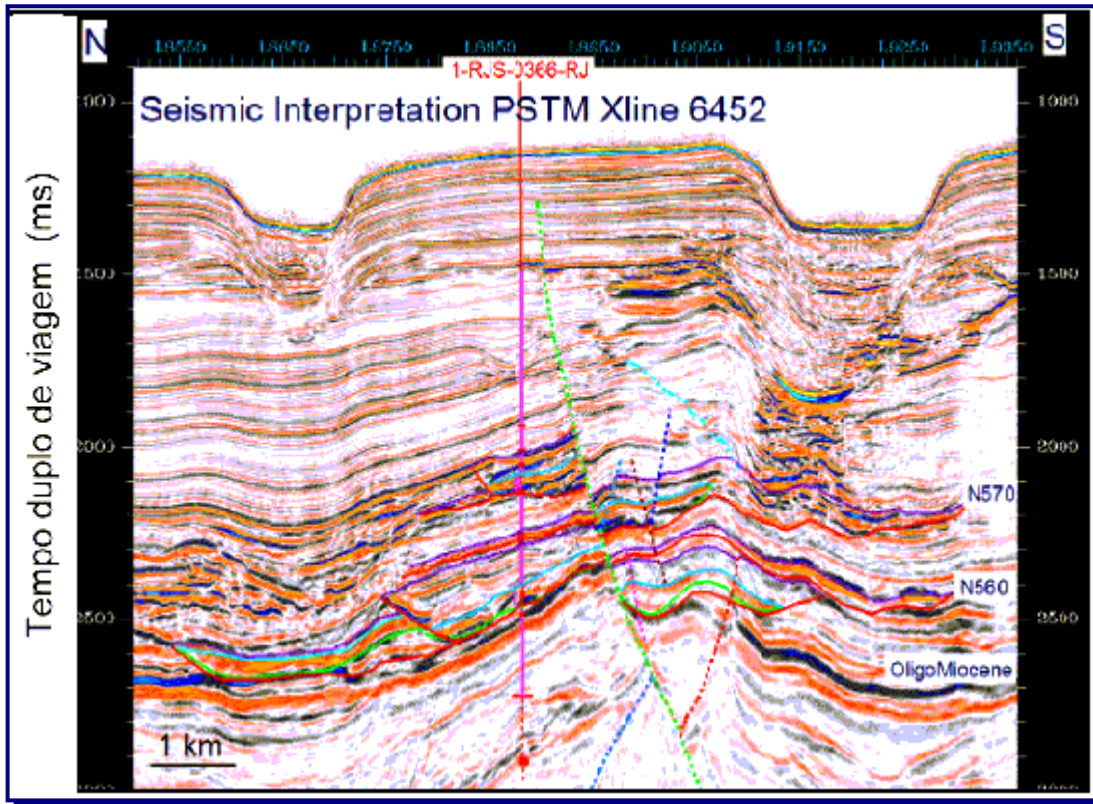


FIGURA II.5.1.4-10: SEÇÃO SÍSMICA DA MIGRAÇÃO *PRE-STACK* EM TODO O CAMPO DE FRADE.
FONTE: CHEVRON – TEXACO (2005)

Nesse sentido, acredita-se que no cânion Grussaí exista uma falha subjacente na sua encosta Sul. Contudo, a erosão do canal e vários soterramentos obscurecem a sua localização precisa. Há, também, a possibilidade de ocorrência de falhas na vizinhança das depressões do fundo submarino, ao Norte deste cânion, as quais são alinhadas ao seu eixo longitudinal. No cânion Médio, é observada uma grande falha normal, com orientação N/S, que se estende ao longo de sua extensão, se prolongando por cerca de 9 km através de uma área estável, exibindo valores inexpressíveis de 5 m em 30 m abaixo do fundo submarino. No cânion não nomeado, na parte a Nordeste da área de estudo, é possível que as falhas existentes na sua cabeceira possam estar relacionada a blocos de colapso (*slumped blocks*).

Destaca-se, que as possíveis falhas existentes do fundo submarino promovam uma topografia de patamares (*terraced*) na porção Leste do Campo de Frade, além das escarpas e da topografia irregular na sua porção Sudoeste.

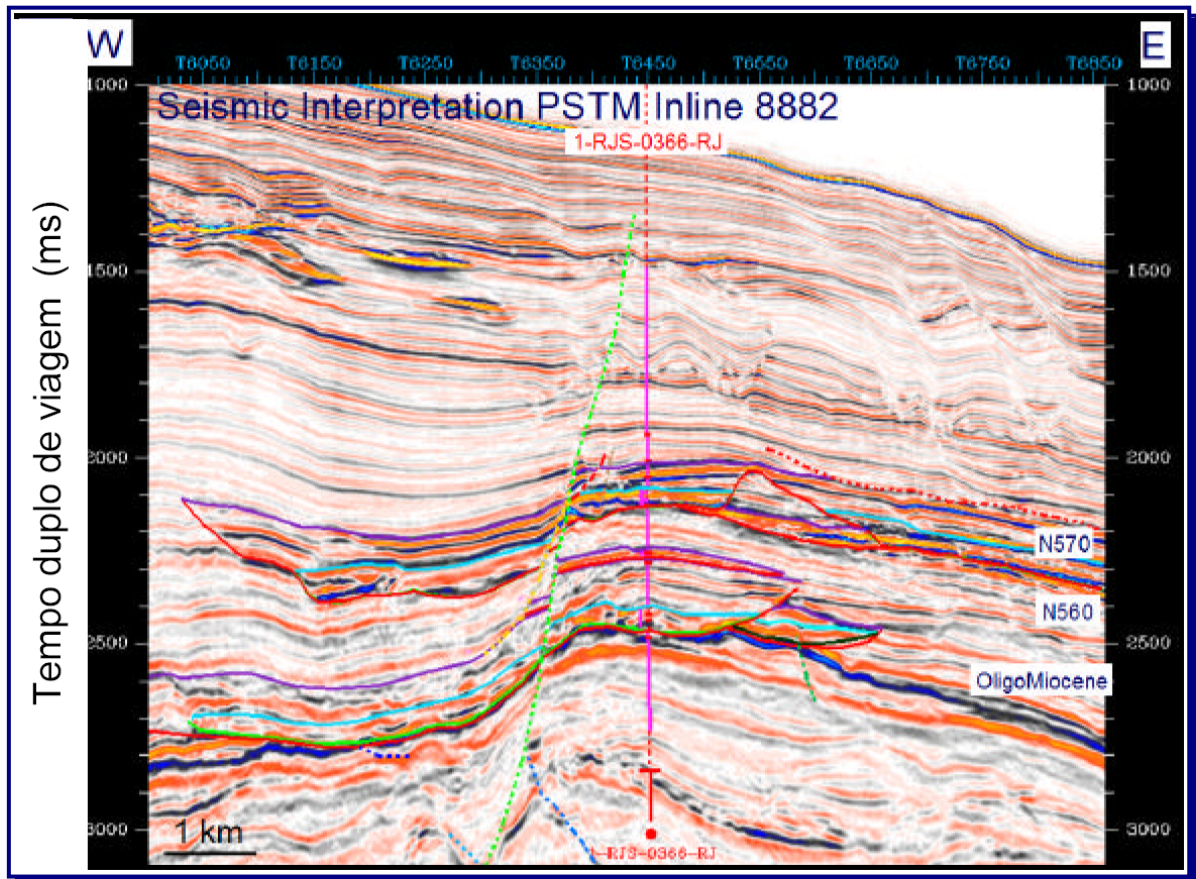


FIGURA II.5.1.4-11: SEÇÃO SÍSMICA DA MIGRAÇÃO *PRE-STACK* EM TODO O CAMPO DE FRADE.
FONTE: CHEVRON – TEXACO (2005)

Quanto à relação estrutura e acumulação de petróleo, é observado que as acumulações de hidrocarbonetos existentes no Campo de Frade são relacionadas ao trapecamento promovido e controlado pela movimentação do sal na área. As janelas na seção do sal e as falhas de pré-sal, na seção pós-sal, irão representar as vias de migração de hidrocarbonetos em direção às trapas mais rasas. Além disto, a presença de areias turbidíticas compactadas do Cretáceo Superior e do Terciário, podem constituir-se em trapas estratigráficas (**Figuras II.5.1.4-12 e II.5.1.4-13**).

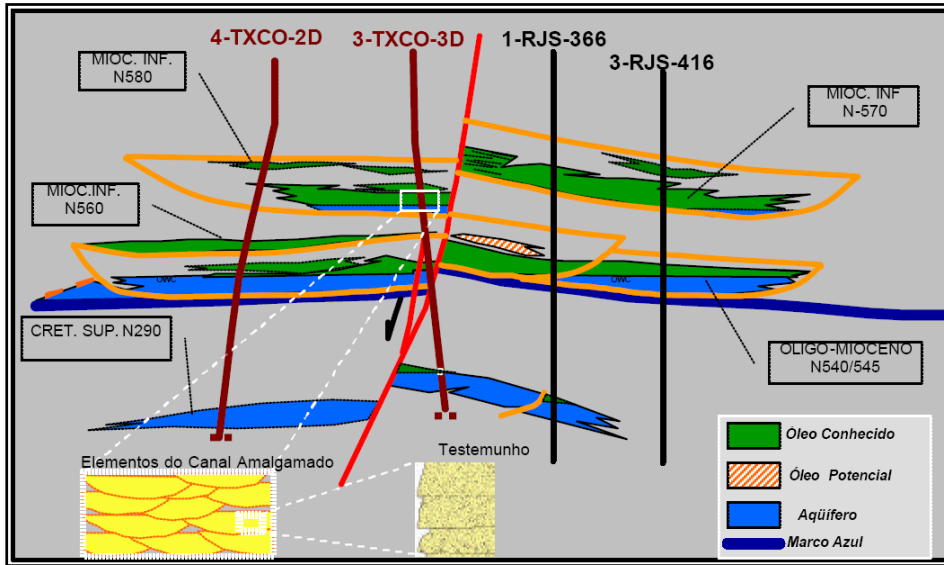


FIGURA II.5.1.4-12: CORTE ESQUEMÁTICO DO CAMPO DE FRADE
FONTE: CHEVRON – TEXACO (2005)

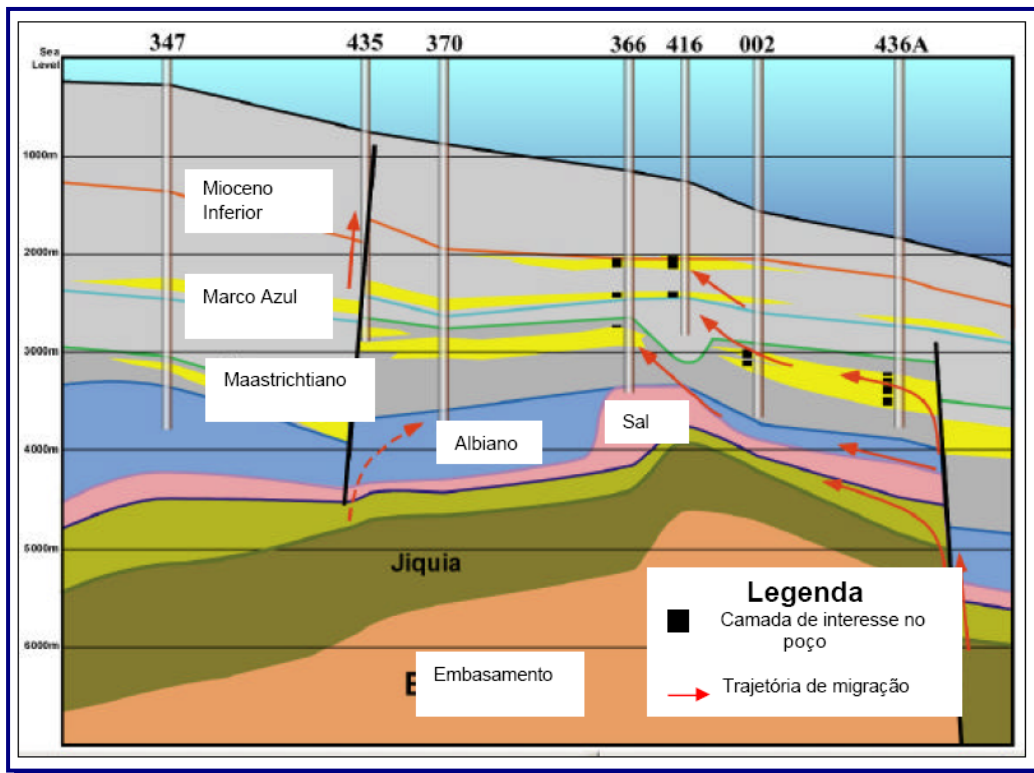


FIGURA II.5.1.4-13: ESQUEMA DE MIGRAÇÃO DE HIDROCARBONETOS
NO CAMPO DE FRADE
FONTE: CHEVRON – TEXACO (2005)

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 incluem os basaltos da Formação Cabiúnas e a porção inferior da Formação Lagoa Feia, que é constituída por conglomerados, coquinas e pelitos flúvio-lacustres. As seqüências de margem passiva, proto-oceânica e marinha, abrangem a Formação Macaé (Albiano) e o Grupo Campos (Turoniano-Coniaciano).

A Formação Cabiúnas tem idade eocretácea (134 ± 4 Ma. e 122 ± 5 Ma.) 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.5.1.4-14).

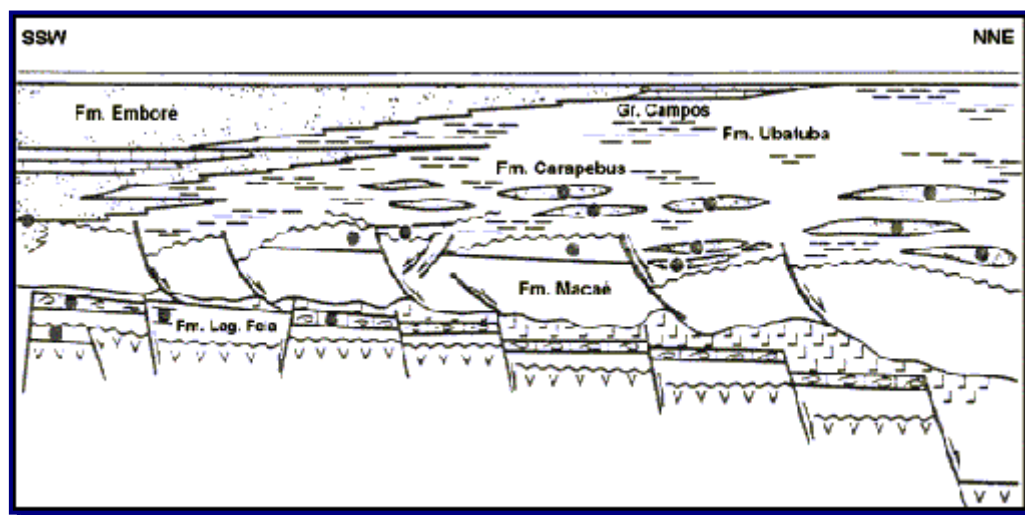


FIGURA II.5.1.4-14: SEÇÃO GEOLÓGICA ESQUEMÁTICA DA BACIA DE CAMPOS, APONTANDO AS ACUMULAÇÕES DE PETRÓLEO (CÍRCULOS ESCUROS).
FONTE: MODIFICADO DE MARROQUIM *ET. AL.* (1984)

A Formação Lagoa Feia apresenta idade barremiana/aptiana. É constituída por rochas de diversas origens, contendo conglomerados polimífticos, 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.5.1.4-15**).

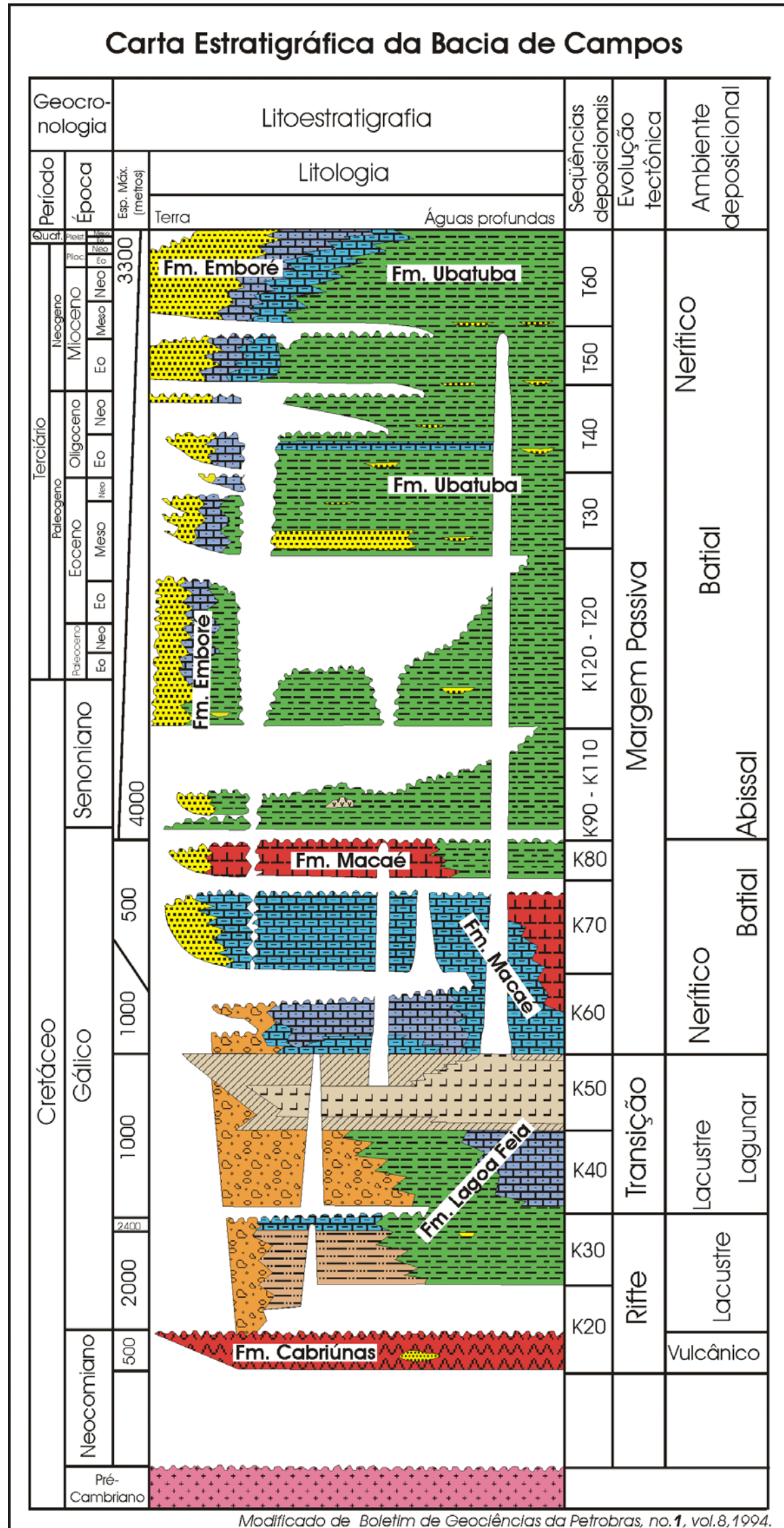


FIGURA II.5.1.2 15: CARTA ESTRATIGRÁFICA GERAL DA BACIA DE CAMPOS
 FONTE: Adaptado de Rangel *et. al* (1994); CPRM (2006)

Legenda:

- | | | | | | |
|----------|--------------|-------------|----------|----------|--------|
| ARENITO | CALCARENITO | CALCILUTITO | FOLHELHO | DIABÁSIO | MARGA |
| ANIDRITA | CONGLOMERADO | SILTITO | BASALTO | ÍGNEAS | HALITA |

A Formação Macaé possui idade albiã e cenomaniã. 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.5.1.4-15**).

O Membro Quissamã se caracteriza pela presença de espessos leitos de calcarenito e calcirrudito oolítico e detrítico, podendo aparecer dolomitizado. O Membro Outeiro é constituído por calcilutito, margas 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.5.1.4-15**).

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. Essa unidade se constitui de folhelho, argila, margas, 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, batial e o nerítico (**Figura II.5.1.4-15**).

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 e 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 detrítico (**Figura II.5.1.4-15**).

RICI e BECKER (1991) estudaram a seção terciária da Bacia de Campos com emprego de análises sismoestratigráficas. Definiram quatro grandes unidades, denominadas Unidade I, II, III e IV, com idades que variam entre o Paleoceno e o Mioceno Superior (**Figuras II.5.1.4-16 a II.5.1.4-19**).



FIGURA II.5.1.4-16: 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)

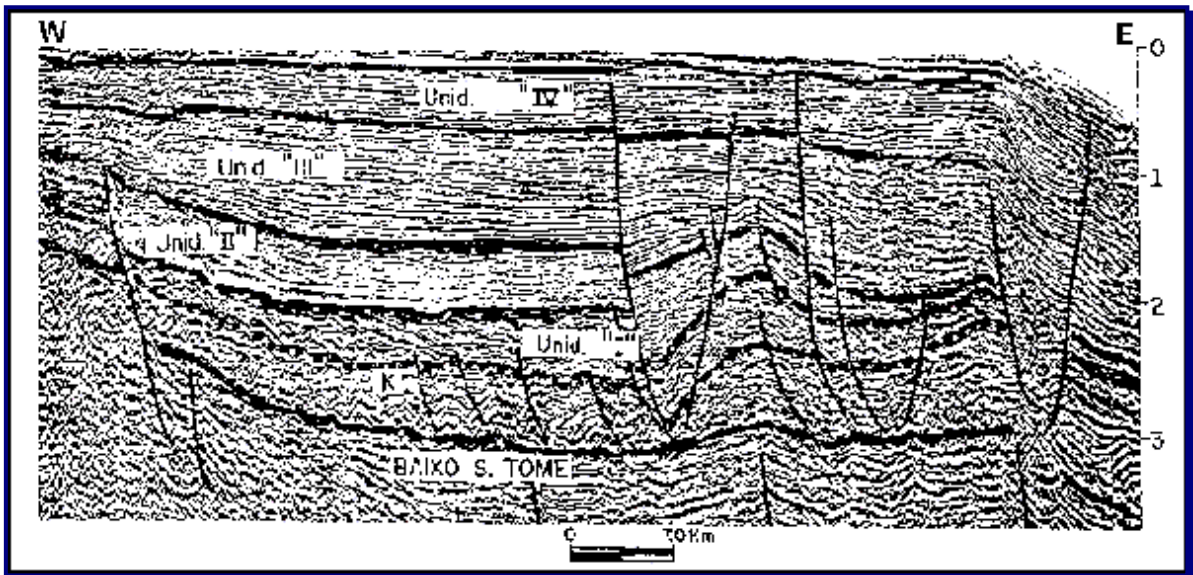


FIGURA II.5.1.4-17: SEÇÃO SÍSMICA "A" QUE ATRAVESSA AO BAIXO DE SÃO TOMÉ, APRESENTANDO AS QUATRO UNIDADES.

FONTE: RICI E BECKER (1991)

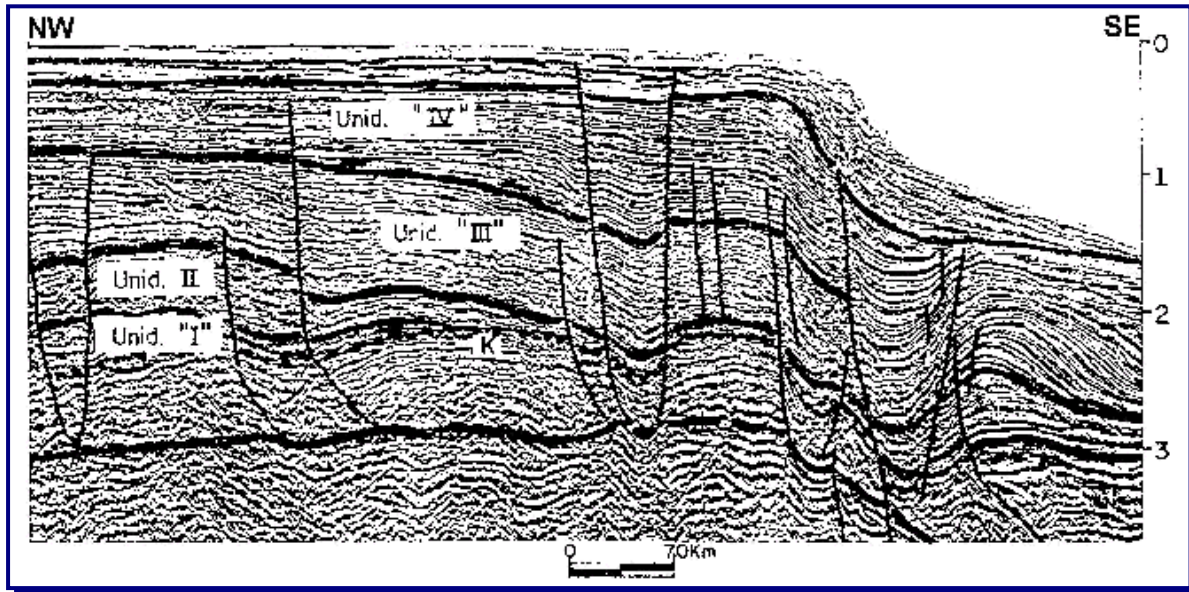


FIGURA II.5.1.4-18: SEÇÃO SÍSMICA "B", ONDE PODE SER OBSERVADA A PROGRADAÇÃO DA UNIDADE I E TRUNCAMENTOS E CÂNIONS DA UNIDADE II.
FONTE: RICI E BECKER (1991)

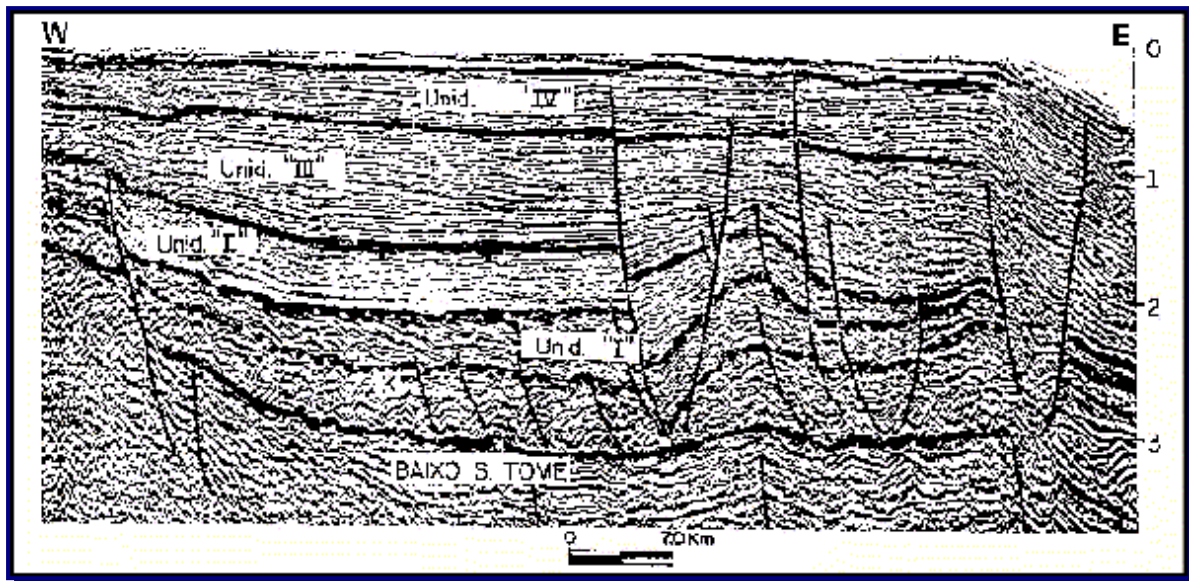


FIGURA II.5.1.4-19: SEÇÃO SÍSMICA "C", ONDE É OBSERVADA A PROGRADAÇÃO DAS QUEBRAS NA UNIDADE III, ENQUANTO A UNIDADE IV MOSTRA A EXISTÊNCIA DE PROGRADAÇÃO SIGMOIDAL E TRUNCAMENTOS.
FONTE: RICI E BECKER (1991)

A Unidade I, possui idade entre o Paleoceno e o Mesoeoceno, é basal e tem caráter progradacional. Litologicamente, 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 clinofomas. 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, a progradação de quebra de plataforma, ao talude e a 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-deltáico.

A Unidade IV, possui 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. São presentes os sistemas deltáicos progradacionais, associados a sedimentos pelíticos. Na parte central da bacia, são observados cânions. O topo da unidade é intensamente truncado e cortado por cânions.

Na Bacia de Campos, os depósitos de turbiditos assumem grande importância, representando grandes reservas de óleo e gás. As primeiras descobertas de campos de óleos gigantes Oligoceno/Mioceno na Bacia de Campos datam da década de 1980. Inicialmente, esses depósitos eram considerados como leques turbiditos comuns e homogêneos. Entretanto, dados e informações recentes indicam que esses reservatórios são mais complexos e heterogêneos.

BRUHN (2001) aponta que, no Brasil, os reservatórios turbidíticos mais profícuos se encontram em águas profundas atuais da Bacia de Campos (400-2.500 m), na seção Oligoceno Superior/Mioceno Inferior (32,9-23 Ma.). 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.

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, essa 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 têm sido efetuados. MORAIS *et al.* (2004), apontam para a existência e importância dos lobos em sistemas turbidíticos nessa bacia. São observadas feições do tipo lobos de transbordamento (*spill lobes*) e lobos de rompimento (*crevasse lobes*).

Os lobos 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 lobos de rompimento se encontram, principalmente, associados às áreas próximas, 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, lobos 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.

Nos reservatórios turbidíticos da Bacia de Campos, os óleos existentes apresentam, em média, peso específico de 25° API. Os óleos extremamente biodegradados possuem um peso específico mínimo de 10° API. O teor de enxofre varia entre 0,22% e 1,73%, com média de 0,5% aproximadamente. O índice de acidez é baixo no óleo inalterado (ao redor de 0,1 a 0,3 mg KOH/g), mas chega a 1,5 mg KOH/g nos óleos mais biodegradados. (CHEVRON/TEXACO, 2005).

A área emersa da bacia não apresenta uma coluna litoestratigráfica definida, apesar das diversas tentativas. AMADOR (1982b) coloca que há uma dificuldade em se estender a seqüência litoestratigráfica dessa unidade para toda a sua região de abrangência. O Grupo Barreiras não apresenta, na Bacia de Campos, evidências que indiquem subdivisões nesta unidade geológica.

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 sejam observados 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:

Os poços na área do Campo de Frade começaram a ser perfurados em 1986 pela PETROBRAS, sendo o primeiro poço o 1-RJS-347 (poço de avaliação). Ainda, em 1986, foi perfurado o 1-RJS-366 (poço pioneiro), que descobriu o Campo de Frade. Em 1989, foram perfurados os poços 1-RJS-416 (poço de avaliação) e o 1-RJS-511 (poço pioneiro), que descobriu uma acumulação de petróleo adicional a sudoeste da estrutura principal do Campo de Frade (CHEVRON/TEXACO, 2005) **(Quadro II.5.1.4-2).**

QUADRO II.5.1.4-2: HISTÓRICO DA PERFURAÇÃO EXPLORATÓRIA NA ÁREA DO CAMPO DE FRADE

| POÇO | ÁREA | DATA | PROFUNDIDADE (m) |
|------------|-------|----------|------------------|
| 1-RJS-347 | BC-4 | JUL 1986 | 3.790 |
| 1-RJS-366 | FRADE | DEZ 1986 | 3.401 |
| 1-RJS-370 | BC-4 | FEV 1987 | 3.804 |
| 1-RJS-416 | FRADE | MAIO 989 | 2.820 |
| 1-RJS-435 | BC-4 | SET 1990 | 2.900 |
| 1-RJS-481 | BC-4 | MAR 1993 | 3.624 |
| 1-RJS-511 | FRADE | OUT 1996 | 3.248 |
| 4-TXCO-2D | FRADE | JUN 2001 | 3.172 |
| 3-TXCO-3D | FRADE | AGO 2001 | 2.705 |
| 3-TXCO-3DA | FRADE | AGO 2001 | 2.792 |
| 3-TXCO-3DB | FRADE | AGO 2001 | 2.999 |
| 3-TXCO-3DC | FRADE | SET 2001 | 2.358 |

FONTE: CHEVRON/TEXACO (2005)

Em 2001, a Texaco perfurou dois poços de pré-desenvolvimento numa área do Campo de Frade não perfurada anteriormente, o 3-TXCO-2D e o 4-TXCO-3D. Estes poços tinham como objetivo avaliar o potencial de hidrocarbonetos em vários reservatórios na parte inferior da zona da falha principal do campo, caracterizando o fluido e os reservatórios existentes (CHEVRON/TEXACO, *op. cit.*).

Diante os resultados obtidos nos últimos vinte anos foram definidas as seguintes áreas com as maiores concentrações de hidrocarbonetos a serem desenvolvidas: a Área-366 relacionada ao poço pioneiro 1-RJS-366 e a Área-511 relativa ao poço pioneiro 1-RJS-511.

O programa de perfuração da concessão realizado pela Chevron/Texaco no Campo de Frade consiste de cinco poços: 1-RJS-366, 3-RJS-416, 3-TXCO-3D, 4-TXCO-2D e 1-RJS-511. Os poços 1-RJS-366, 3-RJS-416, 3-TXCO-3D e 4-TXCO-2D penetram os reservatórios do Frade, ao passo que o 1-RJS-511 é uma descoberta satélite (CHEVRON/TEXACO, *op. cit.*).

As características estratigráficas da área do Campo de Frade, baseiam-se nesses estudos, que permitiram o estabelecimento de uma coluna estratigráfica local (CHEVRON/TEXACO, 2005) (**Figura II.5.1.4-20**)

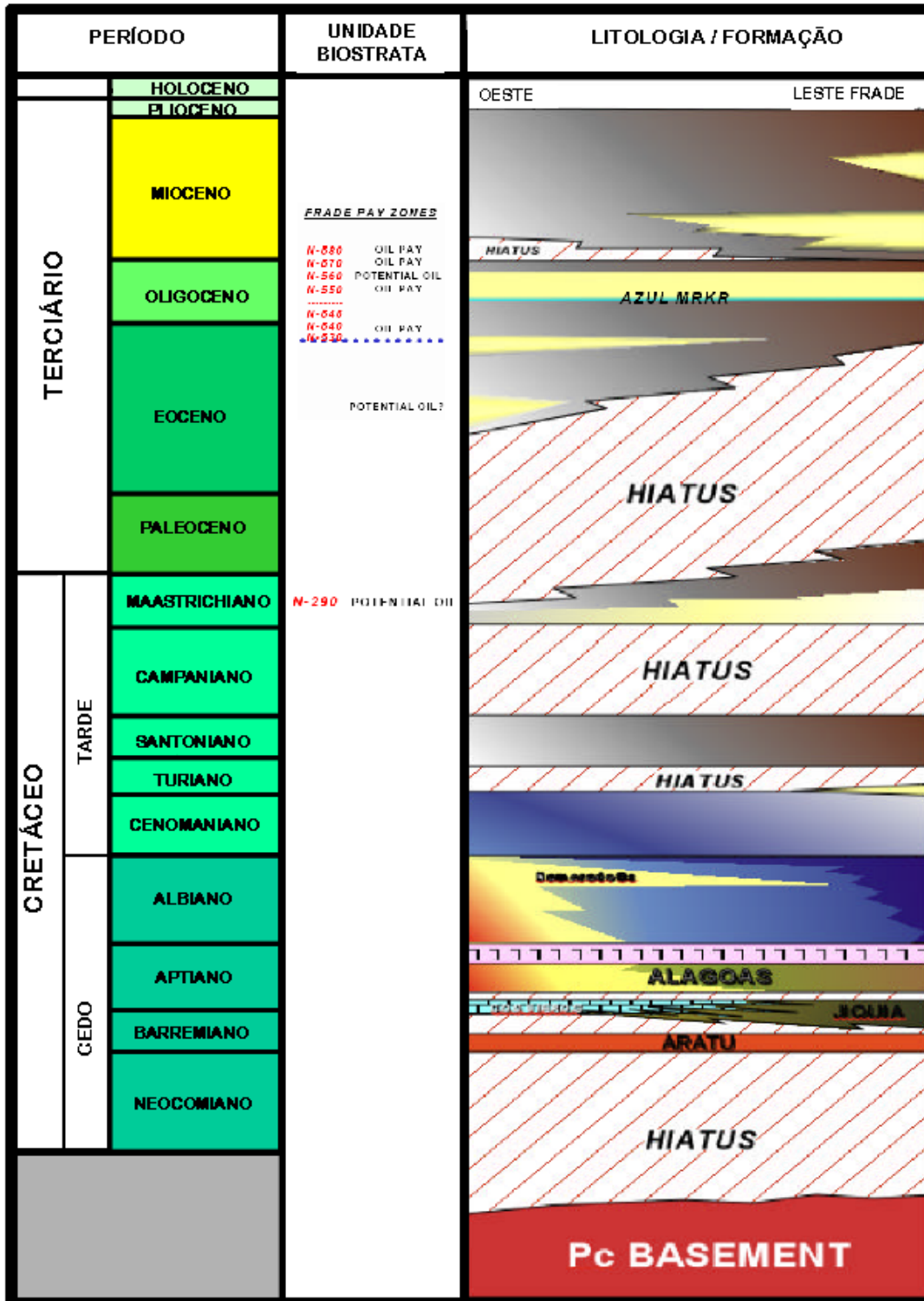


FIGURA II.5.1.4-20: COLUNA ESTRATIGRÁFICA NO CAMPO DE FRADE/BC-4
FONTE: CHEVRON - TEXACO (2005)

O modelo deposicional estabelecido para os reservatórios Terciários do Campo de Frade é representado por um Sistema de Vale de Encosta (*Slope Valley System*). Tal modelo postula um vale de encosta erosivo que se encontra preenchido com turbiditos canalizados (**Figura II.5.1.4-21**).

Nesse modelo é esperado que a NTG (razão entre a espessura porosa de reservatório e espessura total do reservatório) de qualquer corpo geológico do canal seja alto ao longo do eixo do canal, e se reduza lateralmente na direção das margens do canal. Os corpos geológicos do canal devem tender a serem amalgamados através de repetidos episódios de corte e enchimento na base do vale de encosta e a se tornarem agradacionais na porção superior do vale, à medida que cai a energia deposicional. Os reservatórios principais do Campo de Frade se encontram nas regiões de fácies axiais amalgamadas (CHEVRON/TEXACO, *op. cit.*).

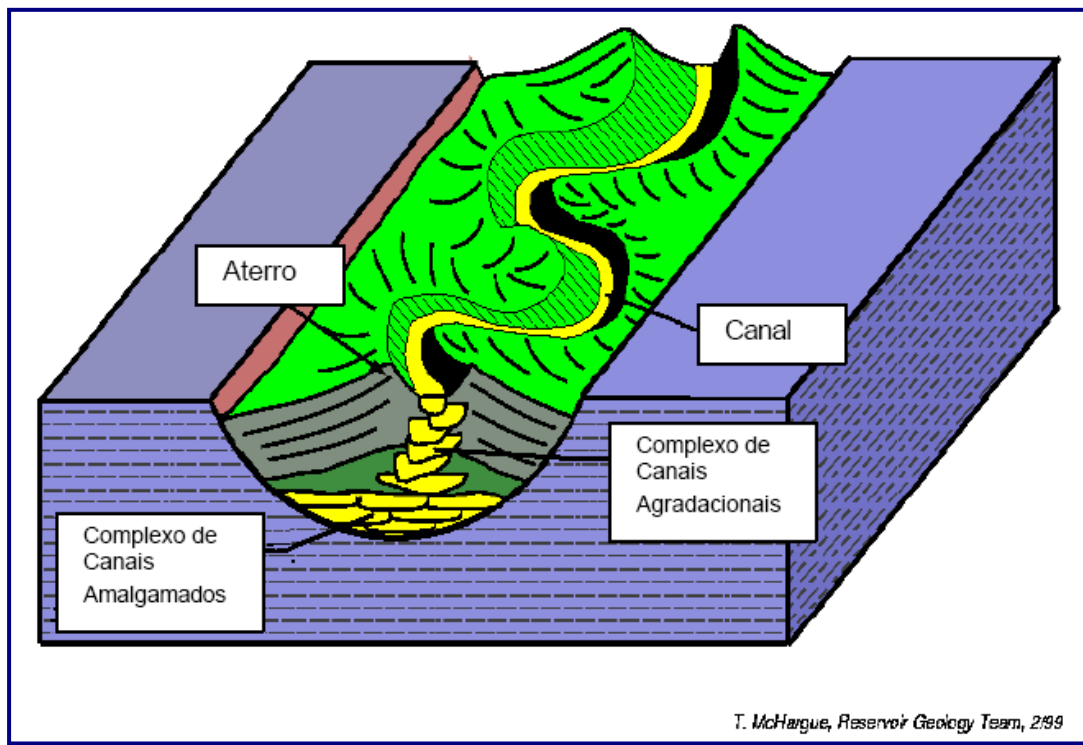


FIGURA II.5.1.4-21: BLOCO DIAGRAMA CONCEITUAL DO SISTEMA DE VALE DE ENCOSTA.
FONTE: CHEVRON - TEXACO (2005)

Os reservatórios no Campo de Frade são constituídos por arenitos turbidíticos, que foram depositados em cânions em águas profundas, apresentando, portanto, extensões limitadas. Espera-se que o tamanho natural dos aquíferos e o influxo para a manutenção da pressão sejam limitados em todos os reservatórios (CHEVRON/TEXACO, *op. cit.*).

O Campo de Frade apresenta três reservatórios empilhados verticalmente, isolados e com idades do Oligoceno e Mioceno, depositados em sistemas de talude mar adentro. Esses reservatórios são o N570 (Mioceno), o N560 (Mioceno) e o N540/N545 (Oligo-Mioceno) (**Figura II.5.1.4-22**).

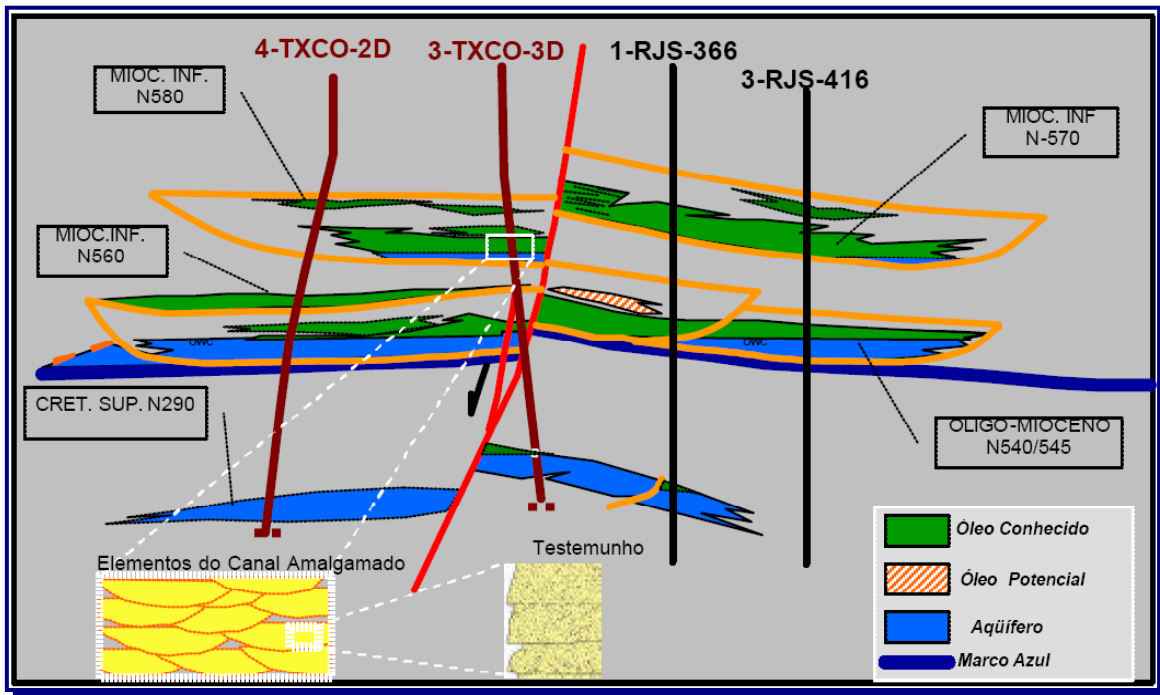


FIGURA II.5.1.4-22: CORTE ESQUEMÁTICO DO CAMPO DE FRADE, NO BLOCO BC-4
FONTE: CHEVRON – TEXACO (2005)

Um programa de testemunhagem foi executado na área Campo de Frade com objetivo de uma melhor caracterização dos reservatórios. A operação de amostragem restringiu-se aos poços RJS-366, 3-TXCO-3D, 3-TXCO-3DA e 3-TXCO-3DB. Não foram feitas tentativas nos poços RJS-416, RJS-511 e 4-TXCO-2D (**Quadro II.5.1.4-3**) (CHEVRON/TEXACO, *op. cit.*).

Os resultados permitiram caracterizar os reservatórios do Campo de Frade como sendo constituídos predominantemente por arenitos arcóseos, inconsolidados, mal selecionados, com alta permeabilidade e porosidade moderada. As areias apresentam baixo teor de argila, permitindo inferir um paleoambiente deposicional de turbidito. Os grãos de areia variam de angulares a subarredondados, o que resulta de uma distância de transporte curta desde a fonte dos sedimentos.

QUADRO II.5.1.4-3: AMOSTRAGENS EM POÇOS DO CAMPO DE FRADE

| POÇO | TESTEMUNHO | INTERVALO AMOSTRADO | COMPRIMENTO (METROS) | QUANTIDADE RECUPERADA |
|----------------|------------|---------------------|----------------------|-----------------------|
| RJS-366 | #1 | 2048.0 – 2057.0 | 9,0 | 100% |
| RJS-366 | #2 | 2100.0 – 2108.5 | 8,5 | 65% |
| RJS-366 | #3 | 2108.5 - 2116.0 | 7,5 | 3% |
| RJS-366 | #4 | 2437.0 - 2446.0 | 9,0 | 27% |
| RJS-366 | #5 | 2754.0 - 2758.5 | 4,5 | 80% |
| 3-TXCO-3D-RJS | #1 | 2235.0 - 2240.9 | 5,9 | 100% |
| 3-TXCO-3D-RJS | #2 | 2241.0 - 2250.5 | 8,2 | 86,8% |
| 3-TXCO-3DA-RJS | #3 | 2201.0 - 2207.5 | 6,5 | 100% |
| 3-TXCO-3DA-RJS | #4 | 2489.8 - 2490.4 | 0,1 | 16% (folhelho) |
| 3-TXCO-3DB-RJS | #5 | 2724 – 2724.5 | 0,5 | 100% |

FONTE: MODIFICADO DE CHEVRON - TEXACO (2005)

Um resumo relativo às análises efetuadas é disponibilizado somente para o poço 3-TXCO-3D, onde são apresentados os resultados relacionados aos testemunhos #1, #2 e #3.

a) Testemunho 1:

- 2.235,0-2.235,1 m (0,1 m): Sem testemunho.
- 2.235,1-2.235,16 m (0,06 m): Argila cinzento-olivácea, ligeiramente síltica.
- 2.235,16-2.236,9 m (1,74 m): Seqüência granodecrescente. Areia grossa marrom-escuro (manchada de óleo), inconsolidada, muito mal selecionada, gradando para areia média, mal selecionada. Tecido sedimentar volumoso. Alguns fragmentos de argila presentes no topo da areia. Contato basal brusco. (N/G =100%)
- 2.236,9-2.236,93 m (0,03 m): Argilito cinza-escuro, ligeiramente síltico. Orientado com uma orientação de mergulho (dip) 30.
- 2.236,93-2.240,63 m (3,70 m): Unidades granodecrescentes empilhadas, amalgamadas, consistindo de areia grossa de densamente a muito densamente estratificada, marrom-escuro (manchada de óleo), inconsolidada, muito mal selecionada, gradando para areia média, mal selecionada. Tecido sedimentar volumoso. Clastos de vasa (*mudclasts*) e grãos calcários (rodolitos) ocorrem localmente. A espessura eficaz/total (NTG) é de 100%.

b) Testemunho 2:

- 2.240,63-2.241,0 m (0,37 m): Sem testemunho.

- 2.241,0-2.249,05 m (8,05 m): Seqüências empilhadas, amalgamadas, granodecrescentes. Areia grossa de médio para muito densamente estratificada, marrom-escuro (manchada de óleo), inconsolidada, muito mal selecionada, gradando para areia média, mal selecionada e, localmente no topo de algumas seqüências, areia fina, bem selecionada. Os clastos de vasa estão geralmente concentrados próximo ao topo dos turbiditos. Contatos entre jazidas são bruscos. Características da carga (2.243,7 metros) e estruturas flamiforme (2.244,2 metros) ocorrem localmente. Os ângulos de mergulho dos contatos das jazidas variam de 0 a 35. Argila laminar secundário ocorre no topo de uma seqüência granodecrescente a 2.246,6 metros. A NTG é de 100%.

c) Testemunho 3 (agradacional):

- 2.201,0-2.204,3 m (3,3 m): Turbiditos altamente estratificados, delimitados por folhelhos, com estratificação de média para compacta, consistindo de areia fina e muito fina marrom-escuro (manchada de óleo). As areias são normalmente gradadas e gradam para argilito siltico. Detrito carbonático é comum. Argila Laminar, laminações microgradadas e recobrimentos de argila ocorrem localmente em algumas das unidades delgadas. Os turbiditos apresentam estruturas sedimentares volumosas, planar-estratificadas, estratificadas com riple e planar-laminadas. T a-c. Ocorrem unidades Tb-e e T c-e. A NTG é de aproximadamente 80%.
- 2.204,3-2.205,3 m (1,0 m): Seqüência granodecrescente de areia media inferior para silte grosseiro. A areia é manchada de óleo e inconsolidada. Volumosa na base e planar-estratificada na metade superior. Algumas mudanças na granulometria "tipo pulso" na metade superior da seqüência (T a-b,d turbidito) podem refletir fluxo mingando turbulento ou redeposição do sedimento pós-deposicional. A NTG é de 100%.
- 2.205,3-2.206,65 m (1,35 m): Areia muito fina, de estratificação fina para muito fina, estratificada com riple, planar-laminada, marrom (manchada de óleo), inconsolidada, intercalada com argilito siltico laminado. Ocorre topo de turbidito fino na base do intervalo. Ocorre um fluxo de detrito vasoso delgado (2 cm) a 2.205,75 m. A NTG é de aproximadamente 44%.
- 2.206,65-2.207,45 m (0,8 m): Testemunho preservado. 2.207,45-2.208,1 m (0,65 m) Areia de estratificação fina para muito fina, marrom (manchada de óleo), inconsolidada, intercalada com argilito laminado ligeiramente siltico. A NTG é de aproximadamente 30%.

O sistema de petróleo do Campo de Frade tem como rocha-fonte a Formação Lagoa Feia (xistos de Buracica/Jiquiá), que é a fonte primária dos hidrocarbonetos na Bacia de Campos. Possui valores de TOC, (Carbono Orgânico Total, que indica a quantidade, em percentual, de matéria orgânica na rocha) que atingem um máximo de 5,0%. O rendimento potencial de hidrocarboneto varia entre 7 e 50 kg de hidrocarbonetos por tonelada de rocha. O Querogênio é do Tipo II, predominando nas rochas de toda a bacia. Esses tipos de materiais orgânicos foram depositados em condições anóxicas em água hipersalina. As rochas do

intervalo Albiano e Turoniano, embora imaturas, parecem representar rochas fonte viáveis na Bacia de Campos (TOC varia entre 1% e 5%).

A Geração ocorre a partir dos sedimentos da Formação Lagoa Feia, que alcançaram a janela de geração de óleo aproximadamente no Eoceno, estando atualmente no interior desta zona. Quanto à acumulação de hidrocarbonetos, os reservatórios são separados por uma camada de sal.

As vias de migração se desenvolvem como consequência do afinamento e evacuação da camada de sal durante o movimento do sal e/ou ao longo das falhas. Foram identificados no Campo de Frade como vias potenciais de migração do óleo em direção aos reservatórios, os seguintes condicionantes: as falhas principais, as areias do Cretáceo e os evaporitos.

Os óleos presentes nos reservatórios do Campo de Frade (N570, N560, N545/540) são biodegradados, moderadamente viscosos (4-90 cp) de baixo grau API (15°-21°) e baixo GOR (131-423 scf/bbl). Os óleos são apenas levemente subsaturados com as pressões de ponto de vapor muito próximas da pressão inicial, com exceção do reservatório Eoceno na área do RJS-511. Nos reservatórios não há capa de gás livre mapeada (CHEVRON/TEXACO, 2005) (Quadros II.5.1.4-4, II.5.1.4-5 e II.5.1.4-6).

QUADRO II.5.1.4-4: RESERVATÓRIO FRADE N570

| PARÂMETRO | VALOR |
|-----------------------------------|---------------------|
| Pressão do reservatório | 3.302 psia |
| Pressão no ponto de vapor | 2.885 psia a 115° F |
| Viscosidade do Óleo na Pres | 14,4 cp |
| Fator do Volume da Formação | 1,129 RB/STB |
| Relação Gás-Petróleo | 345 SCF/STB |
| Peso Específico do Óleo no Tanque | 18,7° API |

FONTE: MODIFICADO DE CHEVRON - TEXACO (2005)

QUADRO II.5.1.4-5: RESERVATÓRIO FRADE N560

| PARÂMETRO | VALOR |
|-----------------------------------|---------------------|
| Pressão do reservatório | 3.472 psia |
| Pressão no ponto de vapor | 3.294 psia a 131° F |
| Viscosidade do Óleo na Pres | 4,53 cp |
| Fator do Volume da Formação | 1,162 RB/STB |
| Relação Gás-Petróleo | 399 SCF/STB |
| Peso Específico do Óleo no Tanque | 21,5° API |

FONTE: MODIFICADO DE CHEVRON - TEXACO (2005)

**QUADRO II.5.1.4-6: RESERVATÓRIO FRADE N540/N545
(OLIGO-MIOCENO)**

| PARÂMETRO | VALOR |
|-----------------------------------|---------------------|
| Pressão do reservatório | 3.523 psia |
| Pressão no ponto de vapor | 3.144 psia a 126° F |
| Viscosidade do Óleo na Pres | 4,79 cp |
| Fator do Volume da Formação | 1,173 RB/STB |
| Relação Gás-Petróleo | 423 SCF/STB |
| Peso Específico do Óleo no Tanque | 22,4° API |

FONTE: MODIFICADO DE CHEVRON - TEXACO (2005)

Uma comparação entre os óleos do Campo de Frade e a média dos óleos das outras áreas na Bacia de Campos indicam que eles possuem qualidade inferior (**Quadro II.5.1.4-7**)

**QUADRO II.5.1.4-7: COMPARAÇÃO DAS PROPRIEDADES GERAIS DOS ÓLEOS DA
BACIA DE CAMPOS E DOS ÓLEOS DO CAMPO DE FRADE**

| CARACTERÍSTICAS DO ÓLEO | MÉDIA DE CAMPOS | CAMPO DO FRADE |
|---------------------------------|-----------------|----------------|
| ESCALA API | 25,0 | 15,0-22,4 |
| ENXOFRE (%) | 0,5 | 0,7-0,9 |
| ÍNDICE DE ACIDEZ TOTAL MG KOH/G | 0,1-0,3 | 0,7-1,6 |

FONTE: CHEVRON – TEXACO (2005)

Na determinação dos gradientes de pressão e temperatura foram considerados dados obtidos a partir de perfilagem convencional (*wireline logging*), levantamentos de pressão com RFT e testes de produção para estabelecer a pressão inicial e a temperatura do reservatório.

Foi observado que nenhum dos três reservatórios apresentam comunicação de pressão entre si, fato relacionado ao isolamento, e que a profundidade da água cresce rapidamente em uma direção a leste em toda a área de desenvolvimento do Campo de Frade, sendo importante mapear a variação de pressão e temperatura como uma função da sobrecarga de sedimento. As tendências de pressão e temperatura do reservatório são apresentadas nas **Figuras II.5.1.4-23 e II.5.1.4-24**).

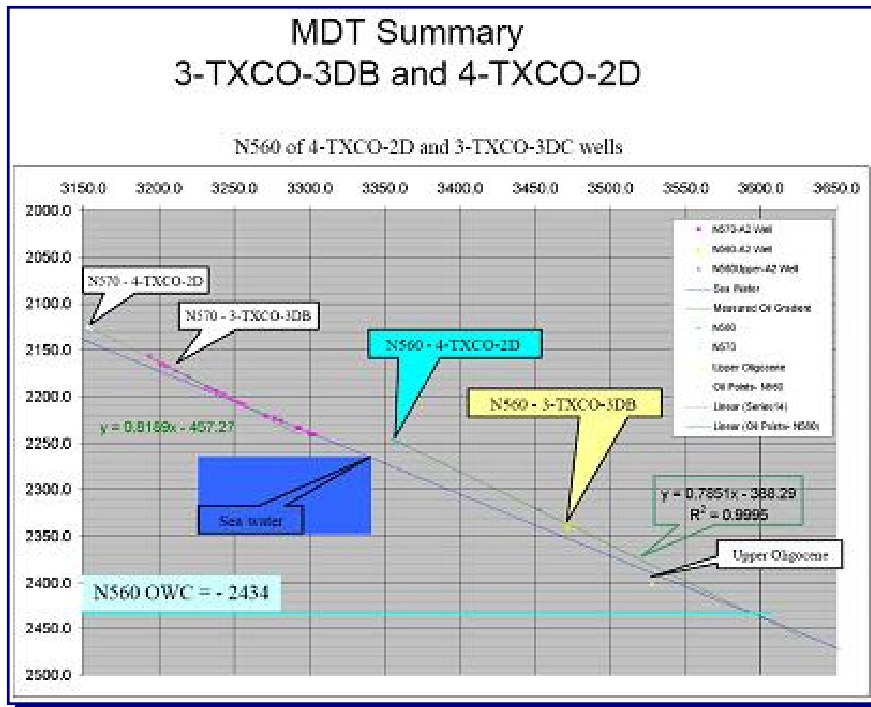


FIGURA II.5.1.4-23: PRESSÃO INICIAL DO RESERVATÓRIO E GRADIENTES DO FLUIDO
FONTE: CHEVRON - TEXACO (2005)

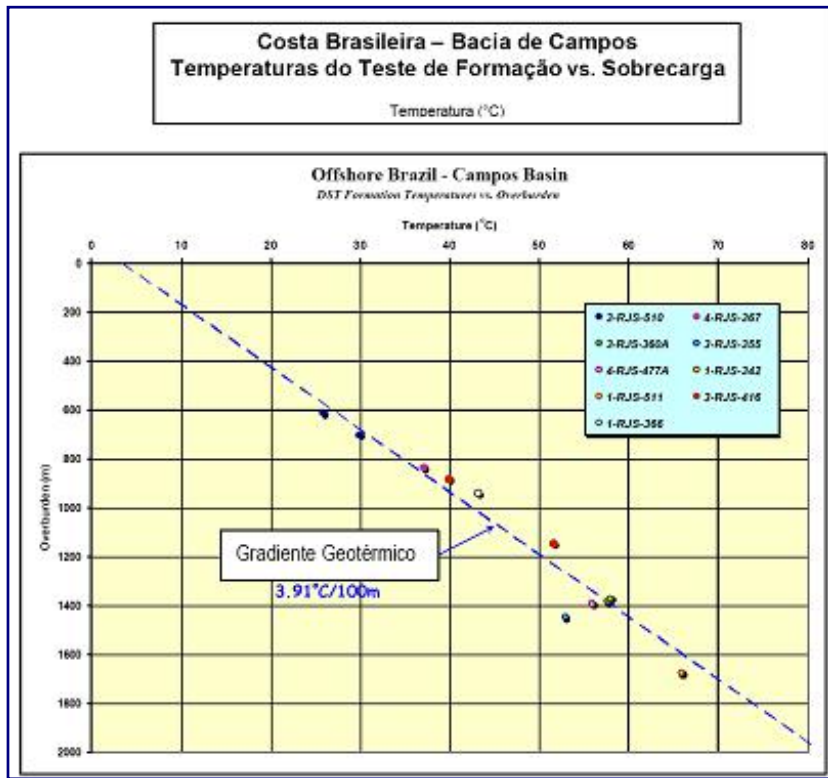


FIGURA II.5.1.4-24: GRADIENTE DE TEMPERATURA DO RESERVATÓRIO
FONTE: CHEVRON - TEXACO (2005)

II.5.1.4.4 Fisiografia

Características Regionais:

A Bacia de Campos insere-se no Macrocompartimento Bacia de Campos, que se estende desde o rio Itabapoana até o Cabo Frio. As principais características dessa unidade são a presença da extensa planície deltáica 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. Diante o cabo de São Tomé, a largura é mantida, porém, a quebra da plataforma passa para cerca de 100 m de profundidade. Ao Sul deste cabo, 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 progradacionais 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 a presença de alguns canais de curta extensão que são perpendiculares às isóbatas, atravessando a plataforma interna e externa em direção ao talude.

Essas feições morfológicas definem, segundo REIS *et al.* (1992) e SILVA (1992) dois grupos de cânions: o Nordeste e o Sudeste (**Figuras II.5.1.4-25 e II.5.1.4-26**).

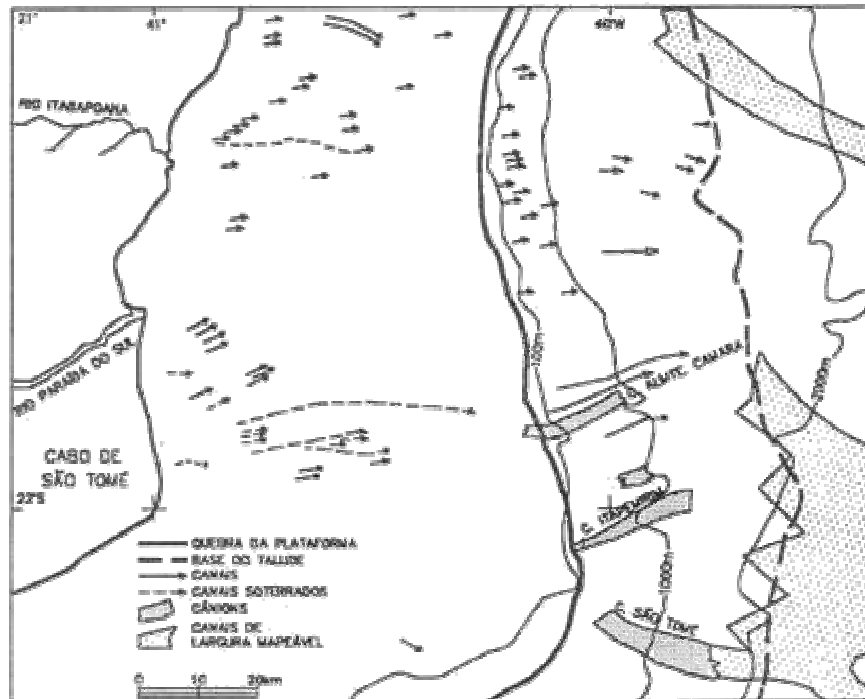


FIGURA II.5.1.4-25: GRUPOS DE CÂNIÕES DA ÁREA NORDESTE DA BACIA DE CAMPOS. FONTE: SILVA (1992)

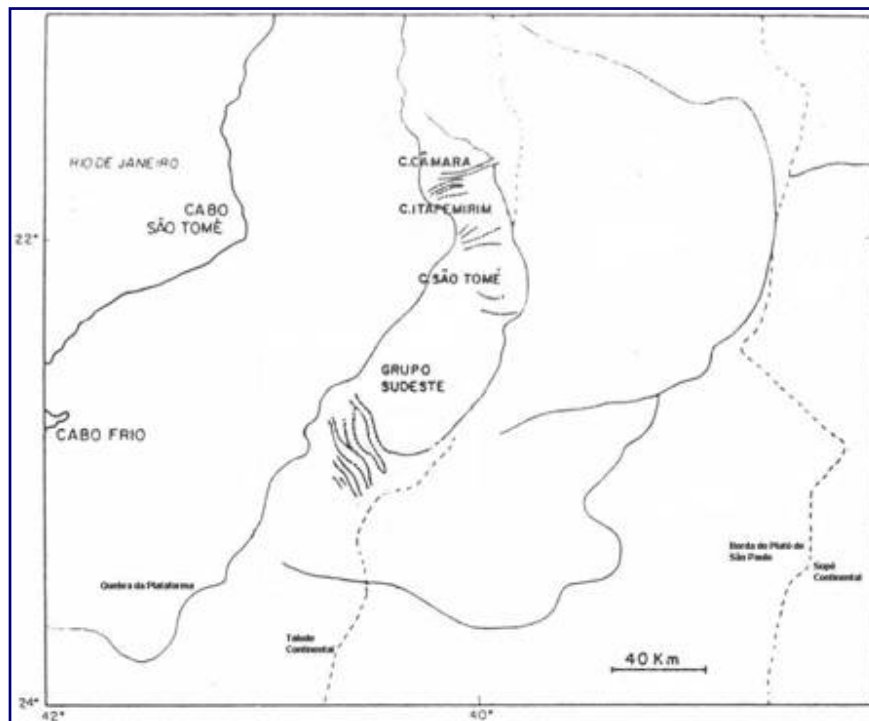


FIGURA II.5.1.4-26: GRUPOS DE CÂNIÕES DA ÁREA SUDESTE DA BACIA DE CAMPOS. FONTE: REIS ET AL. (1992)

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, que são caracterizados 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.

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) (**Figuras II.5.1.4-27 e II.5.1.4-28**)

Outros cânions de menor expressão morfológicas podem ser associados ao Grupo Nordeste de Cânions devido a proximidade, sendo eles: O cânion Grussaí (MACHADO *et al.*, 2004; CHEVRON-TEXACO, 2005), cânion Médio e o cânion não nomeado (CHEVRON-TEXACO, 2005).

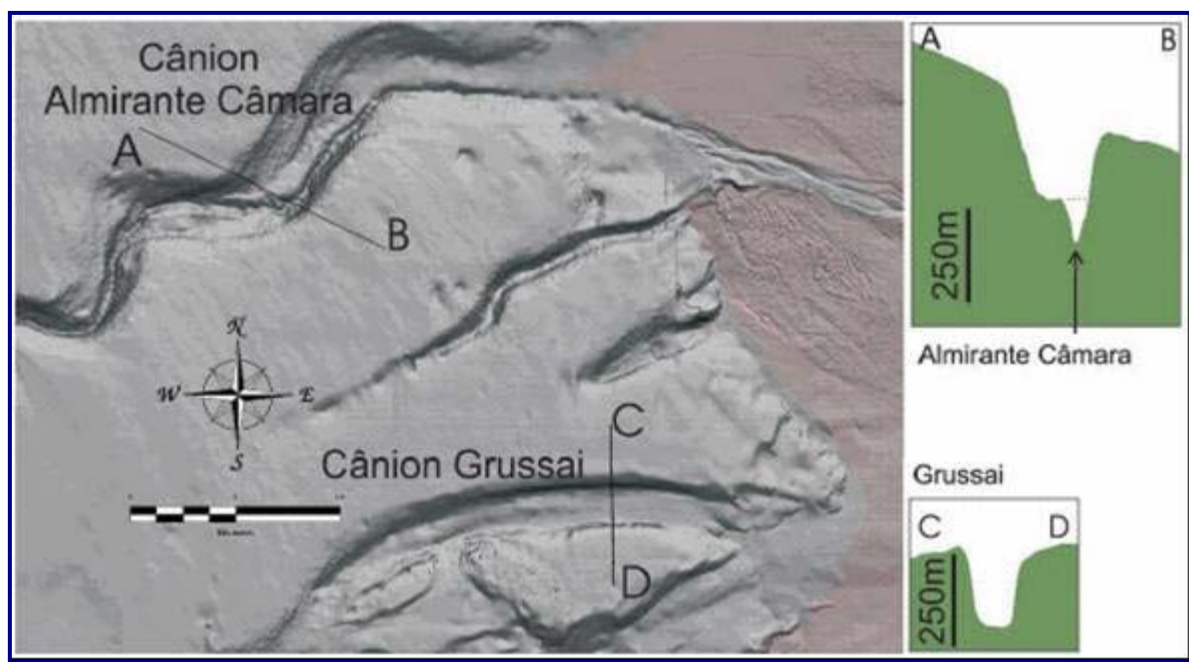


FIGURA II.5.1.4-27: MAPA DE SUPERFÍCIE DE FUNDO MOSTRANDO PERFIS TRANSVERSAIS AOS CÂNIONS ALMIRANTE CÂMARA E GRUSSAÍ. O CÂNION ALMIRANTE CÂMARA SERIA DO TIPO MADURO E O CÂNION GRUSSAÍ IMATURO. FONTE: MODIFICADO DE MACHADO *ET AL.* (2004)



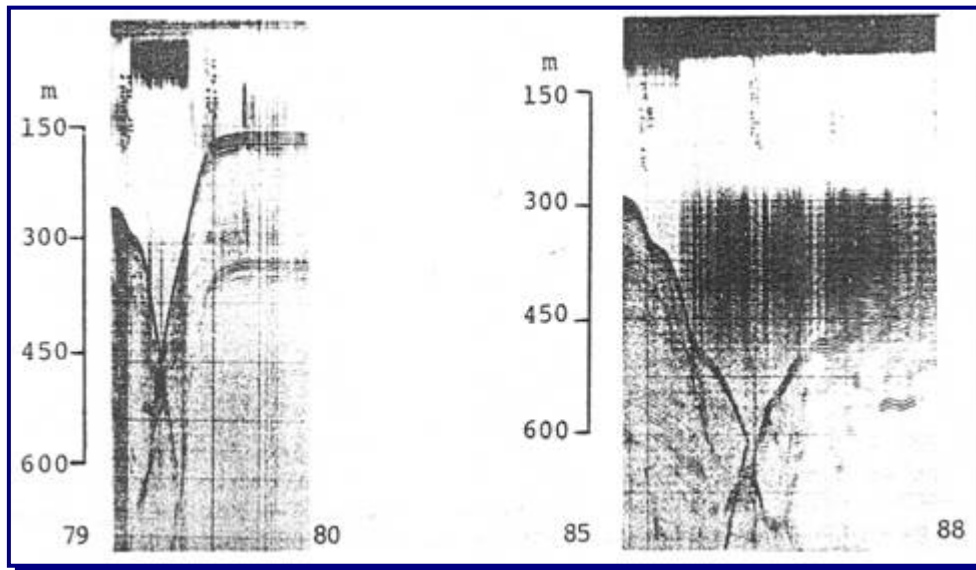


FIGURA II.5.1.4-28: PERFIS SÍSMICOS TRANSVERSAIS AO CÂNION ALM. CÂMARA (GRUPO NORDESTE – TIPO I) MOSTRANDO FEIÇÕES EROSIVAS, SITUAÇÃO QUE ATESTA A AUSÊNCIA DE SEDIMENTAÇÃO ATUAL OU ATUAÇÃO DE CORRENTES DE FUNDO.
FONTE: ALVES *ET AL.* 1980

Recentemente, PELLIZZON e FIGUEIREDO (2005) apresentaram uma caracterização do cânion Almirante Câmara, com base em estudo sismoestratigráfico, tendo sido definidos quatro setores (**Figura II.5.1.4-29**):

- **Setor A:** localizado na plataforma continental. Ocorrem fraturamentos profundos, com fraturas seguindo uma direção NE-SO.
- **Setor B:** abrange 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 lítricas de grandes dimensões, alinhadas no sentido NE-SO. 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.

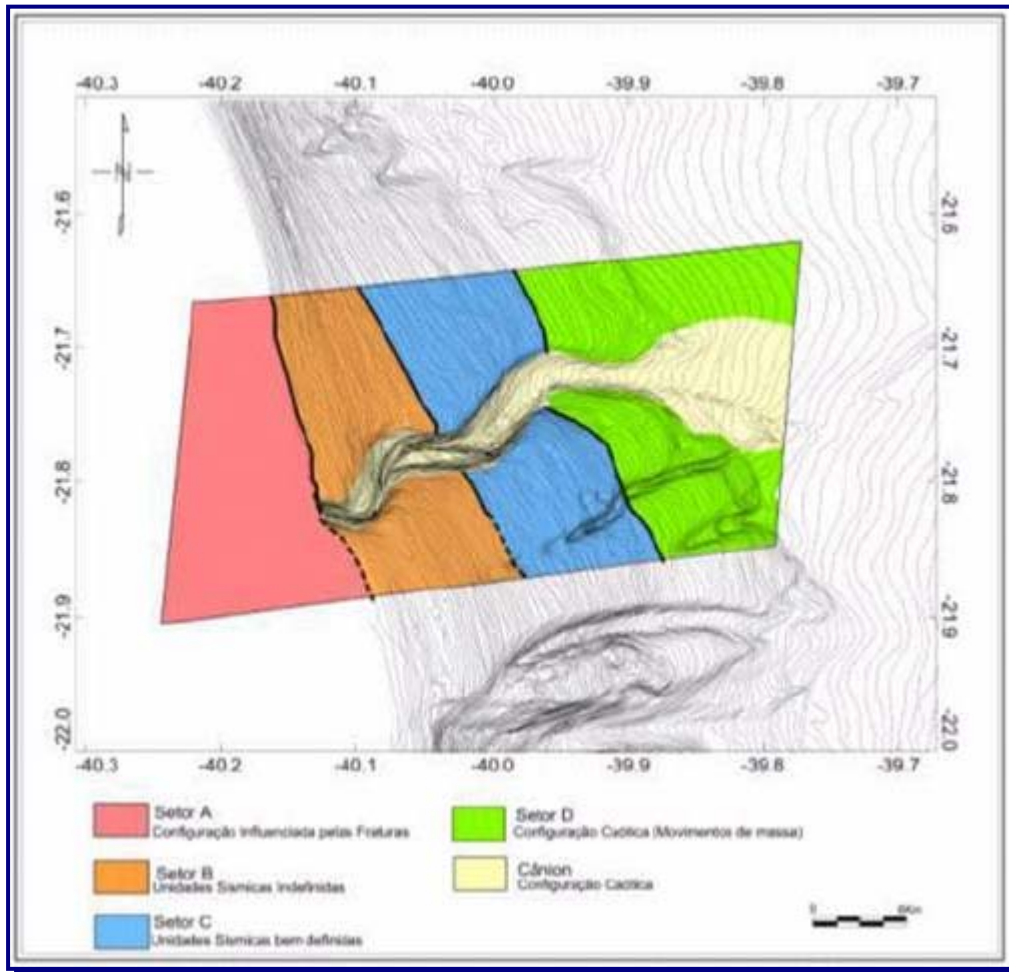


FIGURA II.5.1.4-29: SETORES DO CÂNION ALMIRANTE CÂMARA.
FONTE: PELLIZZON E FIGUEIREDO (2005)

O grupo Sudeste, situado ao largo do cabo Frio e ao Sul do grupo Nordeste, é representado por quatro cânions não nomeados, sendo denominados de cânions 1, 2, 3 e 4. Suas extensões variam entre 15 e 35 km e larguras entre 2 e 5 km, possuem 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.5.1.4-30).**

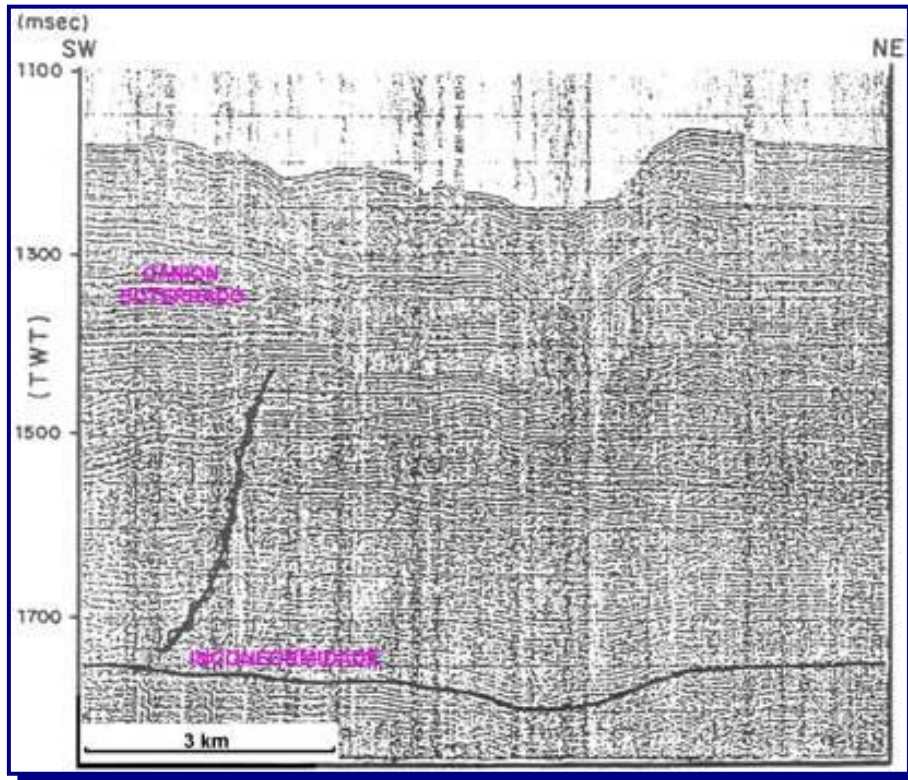


FIGURA II.5.1.4-30: PERFIL SÍSMICO TRANSVERSAL A UM DOS CÂNIONS DO GRUPO SUDESTE. OBSERVA-SE A PRESENÇA DE CÂNION SOTERRADO E INCONFORMIDADE ASSOCIADA A INCISÃO ASSOCIADA AO CÂNION.

FONTE: REIS ET AL. 1992

Bancos de biohermas são encontrados ao longo da plataforma continental (interna, média e externa), ao largo das localidades de Itapemirim até 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 (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 localidade 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 perfil convexo, 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.5.1.4-31 e II.5.1.4-32**).

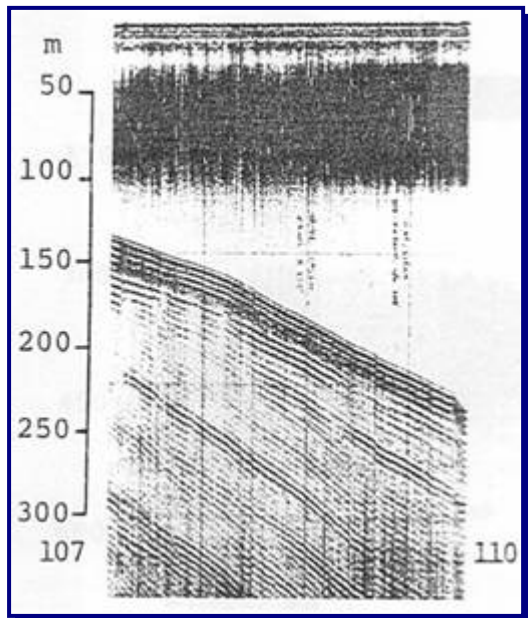


FIGURA II.5.1.4-31: PERFIL SÍSMICO DO TALUDE SUPERIOR AO LARGO DA BAIXADA DE CAMPOS, MOSTRANDO SEDIMENTAÇÃO PROGRADANTE NA ÁREA.

OBSERVAÇÃO: PERFIL SÍSMICO ORIGINALMENTE SEM ORIENTAÇÃO. FONTE: ALVES ET AL. 1980

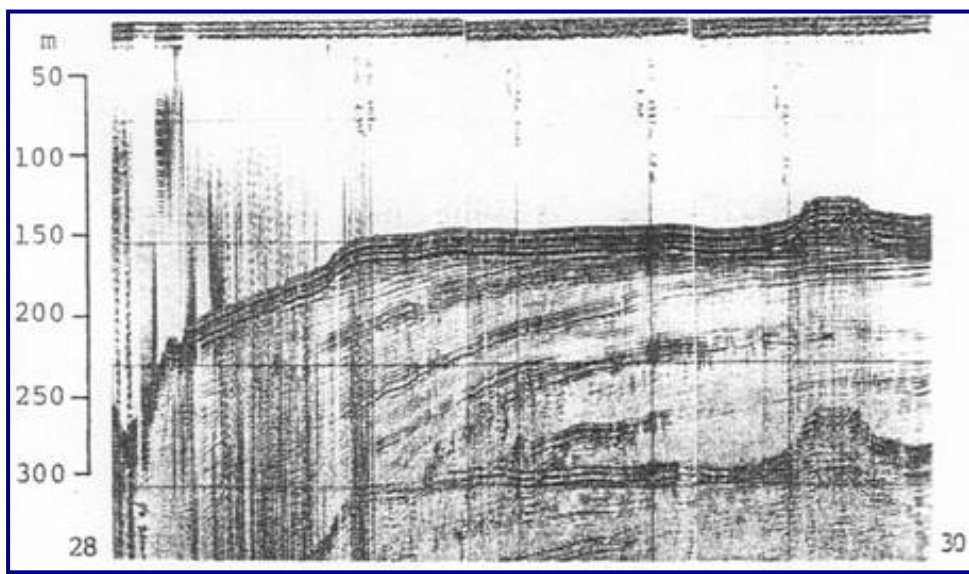


FIGURA II.5.1.4-32: PERFIL SÍSMICO SOBRE A BORDA DA PLATAFORMA E TALUDE SUPERIOR, A SE DO CABO DE SÃO TOMÉ, MOSTRANDO SEDIMENTAÇÃO PROGRADANTE NA BORDA DA PLATAFORMA E FEIÇÕES DE ESCORREGAMENTO (*SLUMPING*) NA PORÇÃO DO TALUDE SUPERIOR.

OBSERVAÇÃO: PERFIL SÍSMICO ORIGINALMENTE SEM ORIENTAÇÃO. FONTE: ALVES ET AL. 1980

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

O padrão das isóbatas do talude mostra que essas 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 localidade 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 por deformações ocasionadas pelas estruturas halocinéticas, as quais se associam a uma extensa seqüência evaporítica do Cretáceo Inferior. O limite externo da ocorrência dos evaporitos é coincidente com o limite inferior da porção do platô. A presença de domos salinos nessa área origina, no fundo oceânico, 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 destaca-se a baixada campista (planície flúvio-marinha) do rio Paraíba do Sul, que apresenta importantes feições morfológicas fluviais e marinhas, tais como cristas de cordões arenosos, dunas, praias, diques marginais, terraços fluviais e outras.

As praias na região refletem, em termos granulométricos, as características dos sedimentos da plataforma interna ou da descarga sedimentar dos rios na região. 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, podendo ser definidos 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 acresção.
- 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 as 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 acresção ao Sul dessa 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) ao longo de 24 meses. As praias que apresentaram expressiva variação morfológica do pacote sedimentar foram as 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.5.1.4-8**)

QUADRO II.5.1.4-8: CARACTERÍSTICAS MORFODINÂMICAS DE ALGUMAS PRAIAS ENTRE MACAÉ E SAQUAREMA

| Praia | Estágio Morfodinâmico | Mobilidade |
|-------------------|-----------------------|------------|
| Lagomar | refletivo | baixo |
| Barra de São 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, essas praias apresentam, a barlar, sedimentos relativamente mais grossos e, a sotamar, mais finos, como pôde ser observado em diversos estudos realizados sobre a

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) apontam para as praias associadas à planície do Rio Itapemirim, a ocorrência de redução do tamanho médio dos grãos da praia do Pontal (foz) em direção a praia de Itaipava, ao Norte. RIBEIRO (1997) indica a mesma tendência para as praias da planície do Rio Itabapoana, ou seja, da foz em direção ao Norte. BASTOS e SILVA (2000) mostram a existência de redução no tamanho dos sedimentos de Cabiúnas em direção a Atafona. MUEHE e CARVALHO (1993) mencionam uma redução no 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, onde há 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, mais interiorizado, 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 nas economias locais 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.5.1.4-9**). 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.5.1.4-9**).

Quanto à descarga sedimentar, o rio Paraíba do Sul possui uma concentração entre 0,5 e 1 mg/L a aproximadamente 30 km da foz do rio Paraíba do Sul (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).

QUADRO II.5.1.4-9: DESCARGA FLUVIAL MÉDIA DOS PRINCIPAIS RIOS NA BACIA DE CAMPOS

| RIO | ESTAÇÃO FLUVIOMÉTRICA | PERÍODO | DESCARGA FLUVIAL MÉDIA (M³/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 20/01/2006)

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.

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 ao longo do tempo por processo de vertentes, com a presença de afloramentos. Por vezes, suas características morfológicas 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 está relacionada ao lineamento da serra da Mantiqueira na região, representando o afloramento do embasamento. Tais serras, localmente, 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 contrafortes da Serra do Mar, que atingem o litoral.

Características Locais:

A área de desenvolvimento do Campo de Frade, está situada na porção Nordeste da Bacia de Campos a cerca de 120 km da costa do Cabo de São Tomé. Possui uma superfície de 154 km² e está assentada sobre sedimentos deltáicos

interdigitados por cânions que se estendem entre as isóbatas de 100 e 1.200 m. A área do Campo de Frade encontra-se entre as profundidades de 900 m e 1.550 m (**Figura II.5.1.4-33**). Apresenta, em geral, um fundo submarino suave em direção a Leste, existindo poucas feições morfológicas naturais. A área é limitada ao Norte pelo cânion Médio e ao Sul com o cânion Grussaí.

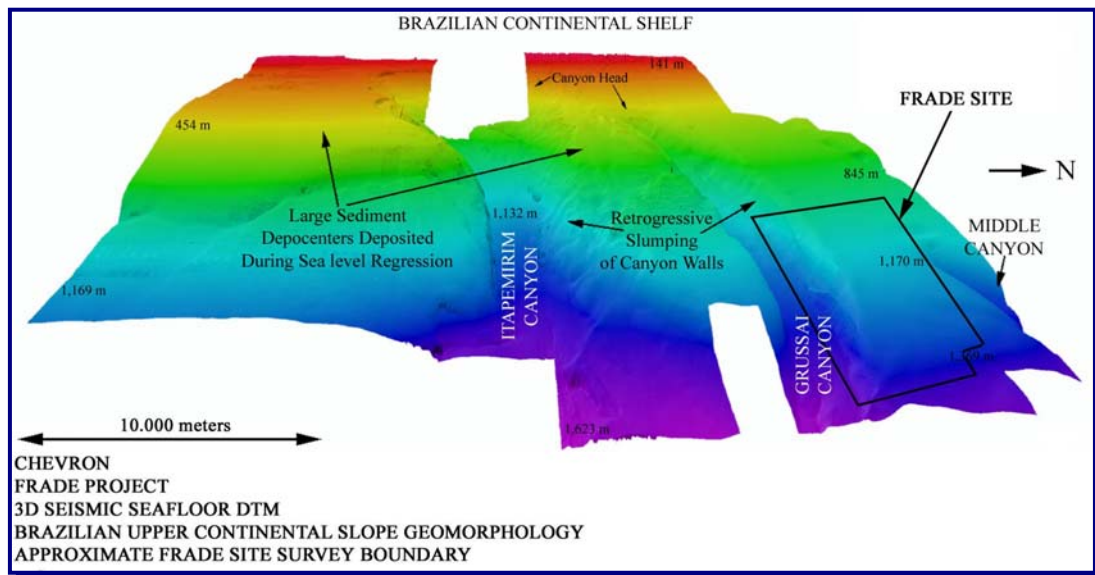


FIGURA II.5.1.4-33: LOCALIZAÇÃO E GEOMORFOLOGIA DO CAMPO DE FRADE NA MARGEM CONTINENTAL.
FONTE: MODIFICADO DE CHEVRON (2005a)

A área do Campo foi subdividida em três setores: cânion Médio, Platô Central e Cânion Grussaí (CHEVRON/TEXACO, 2002; CHEVRON, 2005a) (**Figura II.5.1.4-34**).

O setor Platô Central é uma área formada por um extenso platô com inclinação E/NE a partir de 950 m, na parte Sudoeste, até 1.525 m na parte Nordeste. O gradiente médio nessa área é de $3,4^\circ$ para Leste-Nordeste, descendo 575 m ao longo de 9,72 km. Na parte Nordeste dessa área ocorre uma série de escarpas e platôs, destacando-se três escarpas. A primeira escarpa ocorre entre 1.200 e 1.250 m e possui gradiente de $5,7^\circ$. A segunda escarpa abrange as isóbatas entre 1.275 e 1.325 m, apresentando um gradiente de 6° . A terceira escarpa encontra-se entre 1.360 e 1.425 m e tem um gradiente de $7,6^\circ$. Os gradientes elevados sugerem que as áreas com escarpas e platôs estejam relacionadas a presença de falhas listricas soterradas ou a deslizamentos.

O setor Cânion Grussaí situa-se ao Sul do campo e possui três conjuntos morfológicos: o flanco Norte, a parede norte do cânion e a base do cânion. O flanco Norte está situado na entrada do cânion, com gradiente variando entre $6,8^\circ$ e $8,3^\circ$. A parede Norte do cânion tem gradientes entre 10° e $24,4^\circ$. A base do cânion, que se situa entre 1.150 e 1.555 m, apresenta gradientes entre $2,3^\circ$ e $3,3^\circ$. Feições em cúspides são observadas ao longo da parede Norte do cânion, sendo interpretadas como deslizamentos ocorridos a partir desta parede em direção a parte central do cânion.

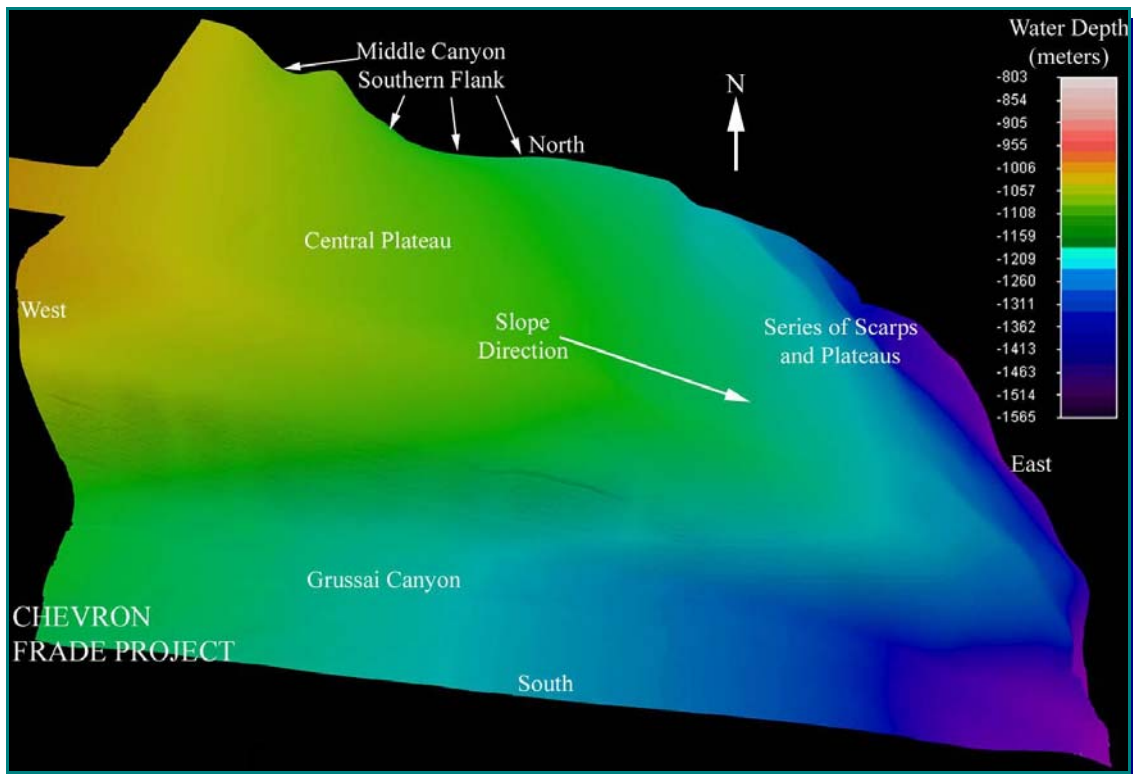


FIGURA II.5.1.4-34: FISIOGRAFIA DA ÁREA DO CAMPO DE FRADE, COM A LOCALIZAÇÃO DOS SETORES CÂNION MÉDIO, PLATÔ CENTRAL E CÂNION GRUSSAÍ.
FONTE: MODIFICADO DE CHEVRON (2005A)

Na área do Campo de Frade são observadas na superfície do fundo submarino feições morfológicas relacionadas aos cânions, escavações (*scours*), *outcrop*, deslizamentos e desmoronamentos, fluxos turbidíticos e erosão (CHEVRON/TEXACO 2002; CHEVRON, 2005a,b).

A área é dominada por cânions submarinos largos que atravessam a plataforma continental em direção ao talude e sopé continentais. Três dos cinco cânions submarinos que compreendem o Grupo Nordeste de Cânions estão presentes no Campo de Frade, sendo eles, de Norte para Sul: o cânion Médio, o cânion não nomeado, o cânion Grussaí e o cânion Itapemirim (CHEVRON/TEXACO, 2002) (ver **Figura II.5.1.4-33**).

Diversos cânions nessa localidade possuem idade superior a 30 Ma., tempo durante o qual atuaram como condutores de sedimentos da plataforma continental em direção ao sopé continental. Durante o período recente, as cabeceiras dos cânions foram erodidas em direção à costa, ao longo de linhas de relativa instabilidade associadas a falhas *deep-seated*. A formação em longo prazo e a localização das cabeceiras foi controlada pelos cânions. O último cânion do Grupo Nordeste a se tornar ativo foi o cânion Almirante Câmara, em cerca de 7,5 km ao Norte da área de estudo (CHEVRON/TEXACO, op.cit).

Informações de sonar de varredura lateral e batimetria mostram que os talwegues são bem definidos, se estendendo desde a embocadura dos cânions até em direção ao sopé continental. Entretanto, não é sabido se esses cânions são atualmente ativos (CHEVRON/TEXACO, *op.cit.*). GORINI *et al.* (1998) apud CHEVRON/TEXACO (*op. cit.*) reportam evidências sugerindo fortes correntes de fundo na área limite entre a plataforma continental e o talude continental nessa região.

O cânion submarino com maior destaque na área de estudo é o cânion Grussaí, com inclinações da parede do vale superiores a 35° e alturas superiores a 180 m. Dois cânions submarinos menores, o cânion Médio e o cânion não-nomeado estão localizados na parte Norte da área de estudo (CHEVRON, 2005).

Entre o cânion Grussaí e o cânion Médio, o fundo submarino é relativamente suave, com gradientes de cerca de 2° a 3° para Leste. A parede Norte do cânion Itapemirim, situado na parte Sudeste da área de estudo, é caracterizada pela presença de encostas íngremes, comumente com declividade de até 20°, na direção S e SE. Entre o cânion Itapemirim e o cânion Grussaí, o fundo submarino é suave com gradientes de cerca de 2° a 3° a Oeste, tornando-se acidentado e irregular numa extensa área a jusante, em direção a Leste (CHEVRON, 2005b).

Na área do Platô central ocorrem várias escavações (*scours*) que aparecem na superfície do fundo submarino e subfundo. Essas feições apresentam-se uma tendência para Norte e Nordeste, com comprimentos que variam entre 100 e 750 m, larguras entre 20 e 100 m e profundidades entre 1 e 3 m (**Figuras II.5.1.4-35 e II.5.1.4-36**).

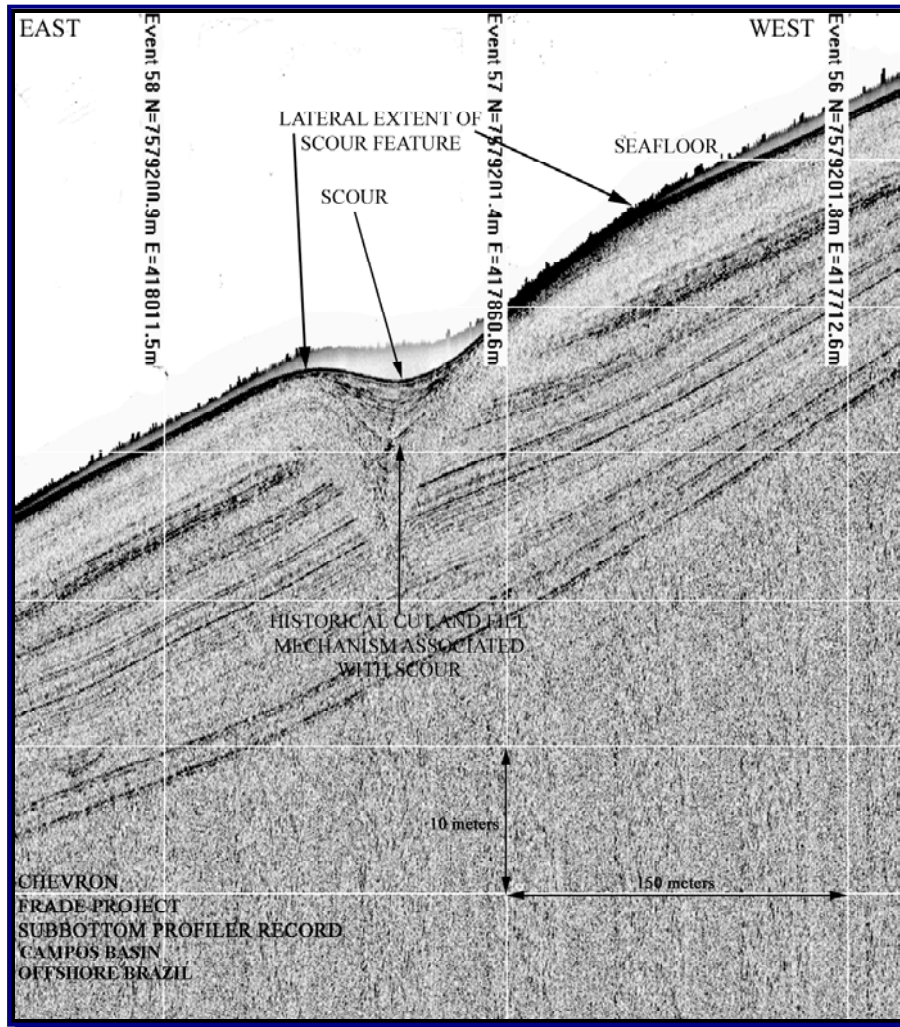


FIGURA II.5.1.4-35: PERFIL SÍSMICO DO SUBFUNDO NO CAMPO DE FRADE ONDE SE OBSERVA A PRESENÇA DE UM SCOUR.
 FONTE: MODIFICADO DE CHEVRON (2005A)

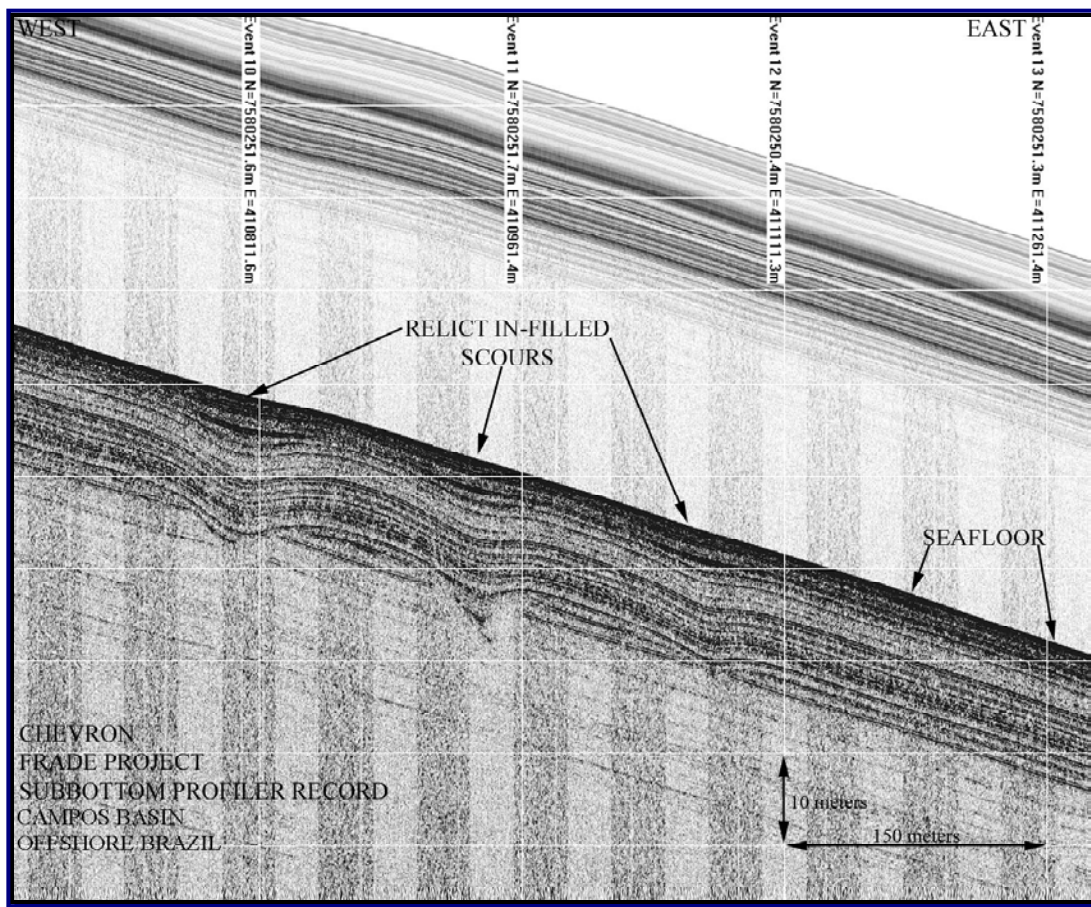


FIGURA II.5.1.4-36: PERFIL SÍSMICO DO SUBFUNDO NO CAMPO DE FRADE COM A PRESENÇA DE SCOURS RELIQUIARES SOTERRADOS.
FONTE: MODIFICADO DE CHEVRON (2005A)

Essas escavações são interpretadas inicialmente como depressões ou *pockmarks* no fundo submarino, resultantes da expulsão de gás ou fluidos acima de falhamentos soterrados. Após a expulsão, as depressões são erodidas sob a atuação de fortes correntes no fundo marinho, que atuam na direção norte. A presença de estratos de preenchimento (*fill*) e incisão (*cut*) em escavações soterradas pode indicar que tais feições atuam como canais para o transporte de sedimentos na direção Norte (CHEVRON, *op. cit.*). Na área são registrados vinte depressões com dimensões entre 2 e 20 m de diâmetro (**Figura II.5.1.4-37**). As ocorrências mais importantes dessas feições se dão na porção leste do Platô Central.

GORINI *et al.* (1998) *apud* CHEVRON/TEXACO (2002) sugerem que as depressões extensas e circulares associem-se à erosão preferencial dos sedimentos na interseção das falhas normais de crescimento com as falhas rasas, que são suspeitas de controlar a localização dos cânions submarinos.

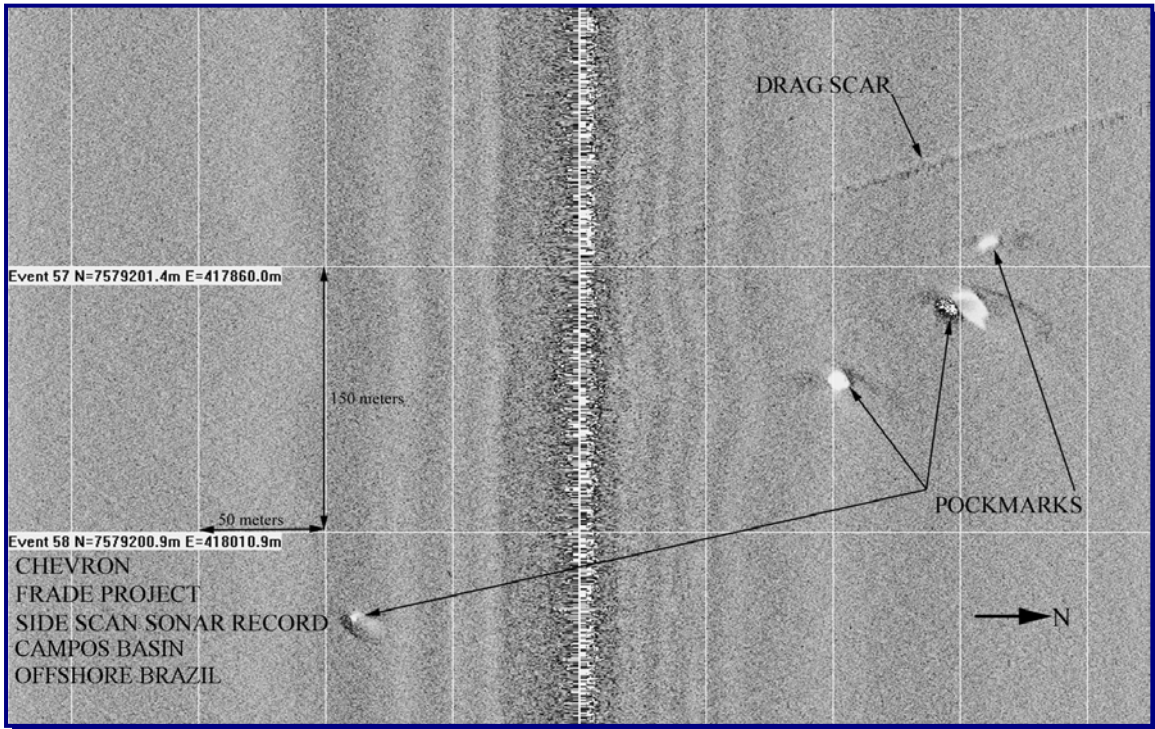


FIGURA II.5.1.4-37: REGISTRO DE SONAR DE VARREDURA LATERAL NO CAMPO DE FRADE INDICANDO A PRESENÇA DE FEIÇÕES NATURAIS DO TIPO *POCKMARKS*.
FONTE: MODIFICADO DE CHEVRON (2005A)

Um grande *outcrop* soterrado é encontrado na parte Sudeste da área, estando possivelmente relacionado aos falhamentos em subsuperfície. As dimensões desta feição são 120 m de comprimento e 50 m de largura, constituindo-se num relevo positivo com alturas de até 0,50 m acima do fundo submarino (**Figura II.5.1.4-38**) (CHEVRON, 2005b).

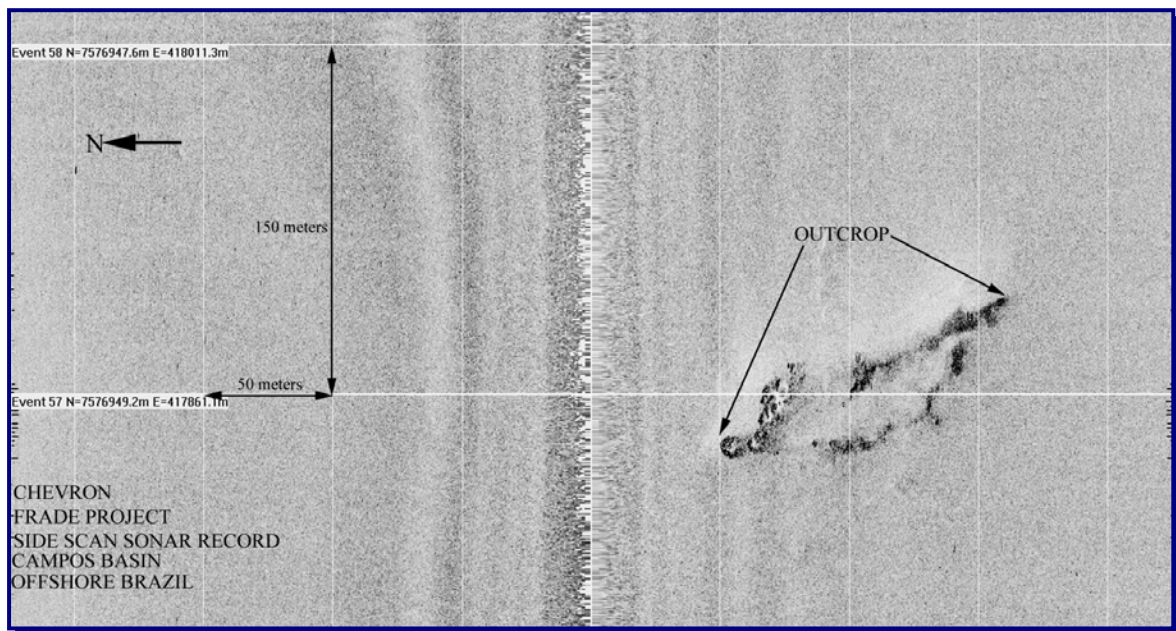


FIGURA II.5.1.4-38: REGISTRO DE SONAR DE VARREDURA LATERAL NO CAMPO DE FRADE INDICANDO A PRESENÇA DE FEIÇÃO TIPO *OUTCROP*. FONTE: MODIFICADO DE CHEVRON (2005A).

Quanto à estabilidade do fundo submarino na área de estudo em relação a deslizamentos e desmoronamentos atuais é observado, em geral, situação estável sob condições naturais. As exceções estariam relacionadas às paredes íngremes (*steep walls*) de alguns cânions submarinos, que localmente podem existir áreas instáveis, e na parte Noroeste do campo, na margem do Cânion Médio, onde foram registrados locais com potencial de rastejamento (*creep*) ou desmoronamento (*slump*) (CHEVRON, *op. cit.*). O fundo submarino pode ser instável, ainda, nas vizinhanças imediatas das depressões largas do fundo submarino e, localmente, na área de uma topografia irregular no Sul do cânion Grussaí (CHEVRON, 2005) (Figura II.5.1.4-39).

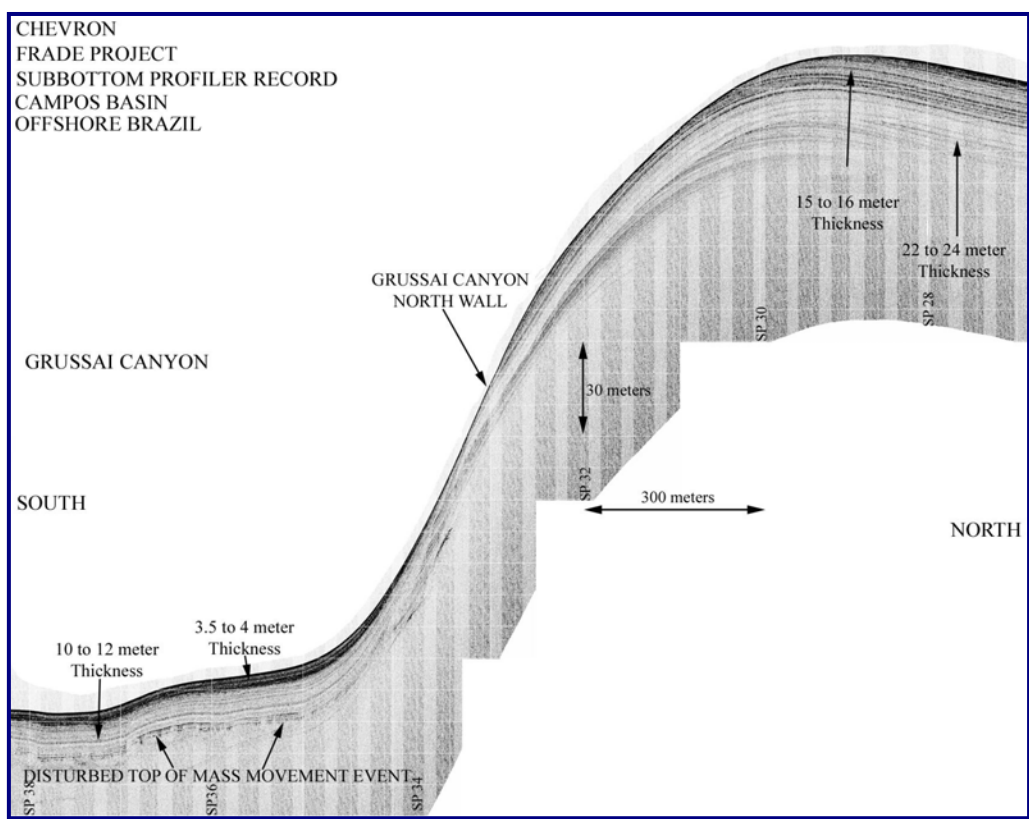


FIGURA II.5.1.4-39: PERFIL SÍSMICO NO CAMPO DE FRADE INDICANDO MOVIMENTOS DE MASSA PRETÉRITOS NA PAREDE NORTE DO CÂNION GRUSSAÍ
FONTE: MODIFICADO DE CHEVRON (2005A)

Com relação à presença de falhamentos superficiais são verificadas na parte Sudeste do campo três falhas superficiais com orientação NE/SO e mergulho para SE (CHEVRON, 2005b). São ausentes falhas recentes de grandes dimensões nas paredes do cânion Grussaí (CHEVRON, *op. cit.*) (Figura II.5.1.4-40).

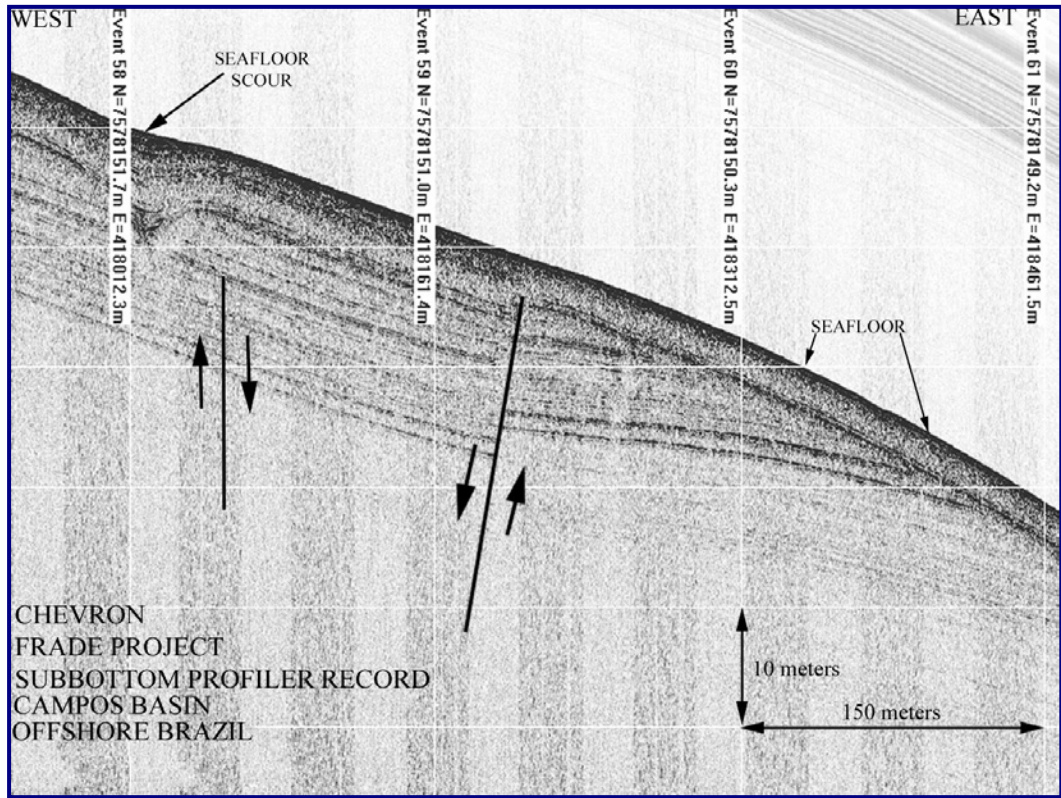


FIGURA II.5.1.4-40: PERFIL SÍSMICO NO CAMPO DE FRADE INDICANDO A PRESENÇA DE FALHAS RASAS EM SUBSUPERFÍCIE, QUE POSSIVELMENTE SE RELACIONAM A FEIÇÕES DO TIPO SCOURS.
FONTE: MODIFICADO DE CHEVRON (2005A)

Os fluxos de turbiditos, via de regra, atuam como fluxos descendentes nos cânions submarinos. Os dados disponíveis sugerem que os fluxos de turbiditos são muito raros ou difícil de ocorrer no cânion Grussaí (CHEVRON, 2005b).

A ocorrência de erosão generalizada no fundo submarino não é evidenciada. Porém, a possibilidade de correntes de fundo afetarem a superfície do fundo submarino podem promover a remoção e transporte de sedimentos superficiais (*creep*), situação observada na parte Noroeste, na margem do Cânion Médio (Figura II.5.1.4-41)

Uma avaliação relacionando as feições morfológicas e a implementação de obras de engenharia na área do Campo de Frade, aponta para a necessidade de se considerar no planejamento da atividade: (CHEVRON, 2005b):

- A presença de sedimentos mais grossos no interior das escavações (*scours*);
- A presença das áreas do grande *outcrop*, dos falhamentos superficiais e das depressões (*pockmarks*).

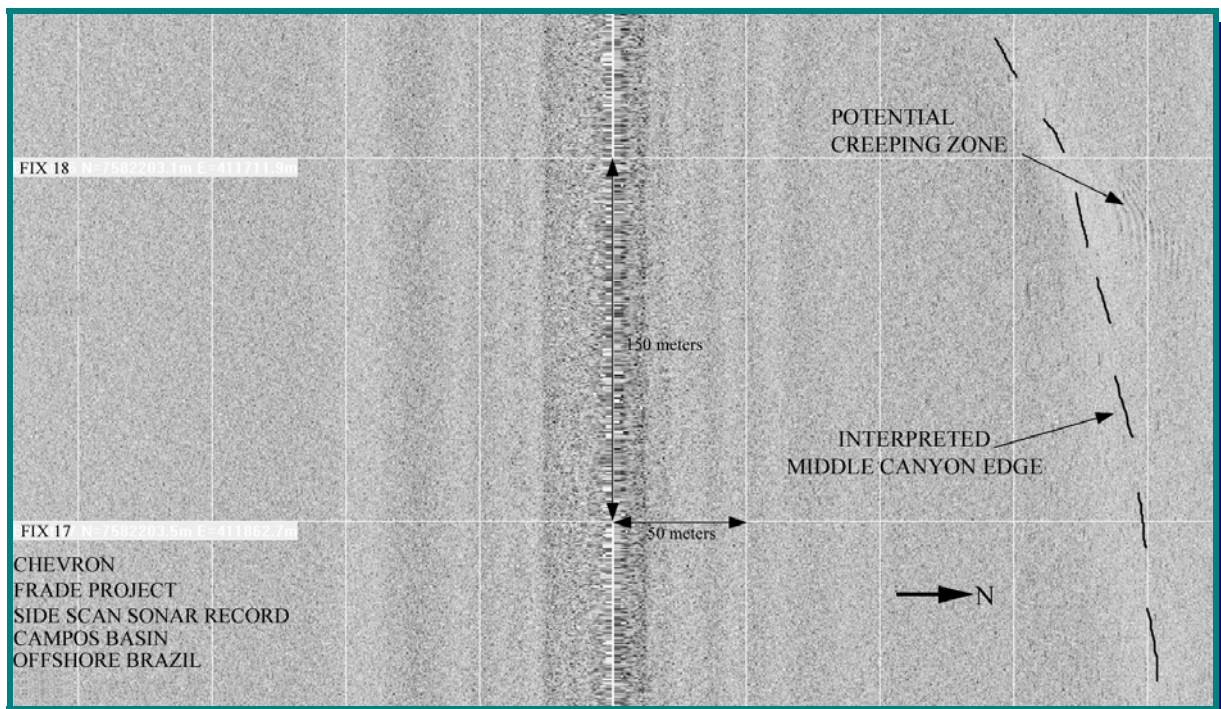


FIGURA II.5.1.4-41: REGISTRO DE SONAR DE VARREDURA LATERAL NO CAMPO DE FRADE INDICANDO A ÁREA POTENCIAL DE OCORRÊNCIA DE CREEP. FONTE: MODIFICADO DE CHEVRON (2005A)

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 (CADDAH *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 CaCO_3 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, as fácies arenosas. As fácies arenosas são retrabalhadas, sendo constituídas por areias fluviais ou areias de fonte não determinada. As primeiras se estendem do litoral até a profundidade de 140 m. A origem dessa sedimentação associa-se, principalmente, à grande influência do rio Paraíba do Sul e, secundariamente, aos rios Itapemirim e Itabapoana (**Mapa II.5.1.4-3 – Faciológico**). Fácies arenosas de área-fonte não-determinada predominam de Vitória a Itapemirim, até a profundidade de 40 m.

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 interior dela 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 SE 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, apresentam nas 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 é predominante, entre as profundidades de 400 a 2.000 m, sendo substituída, no limite sul da bacia, pela fácies de desmoronamento e deslizamento.

Segundo CADDHA *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 de profundidade. Essas lamas seriam de origem pelágica e hemipelágica e apresentariam condições de ambiente de redox (oxiredução), 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 síltico-arenoso e hemipelagito (marga e folhelho) bioturbados e depositados na zona batial. São identificadas, ainda, fácies de turbiditos, contornitos e hemipelagitos.

Características Locais:

Ressalta-se que embora haja informações mais recentes em escala regional do Programa REVIZEE, esse não contempla as áreas mais profundas na Bacia de Campos. Para tal, foi utilizado o Mapa Faciológico do Projeto REMAC (1979), que inclui a sedimentação em águas profundas e ultraprofundas da margem continental. Assim, buscou-se, em grosso modo, descrever cobertura faciológica na área do Campo de Frade.

A área em questão está situada no talude continental, com profundidades variando entre 500 e 1.300 m. A fácies sedimentar na área é representada pela fácies mascarada por afloramentos.

Dados relativos a um levantamento para possível instalação de dutos submarinos de escoamento na área do Campo de Frade, mostram que a área é dominada por silte arenoso, com sedimentos mal selecionados. Tais condições indicariam a possibilidade de fluxos turbulentos, os quais estariam associados às feições morfológicas comuns, tais como cânions. A concentração de carbonatos estaria restrita às áreas mais rasas na plataforma continental (CHEVRON-TEXACO, 2005) e (**Figuras II.5.1.4-43 e Figura II.5.1.4-44**).

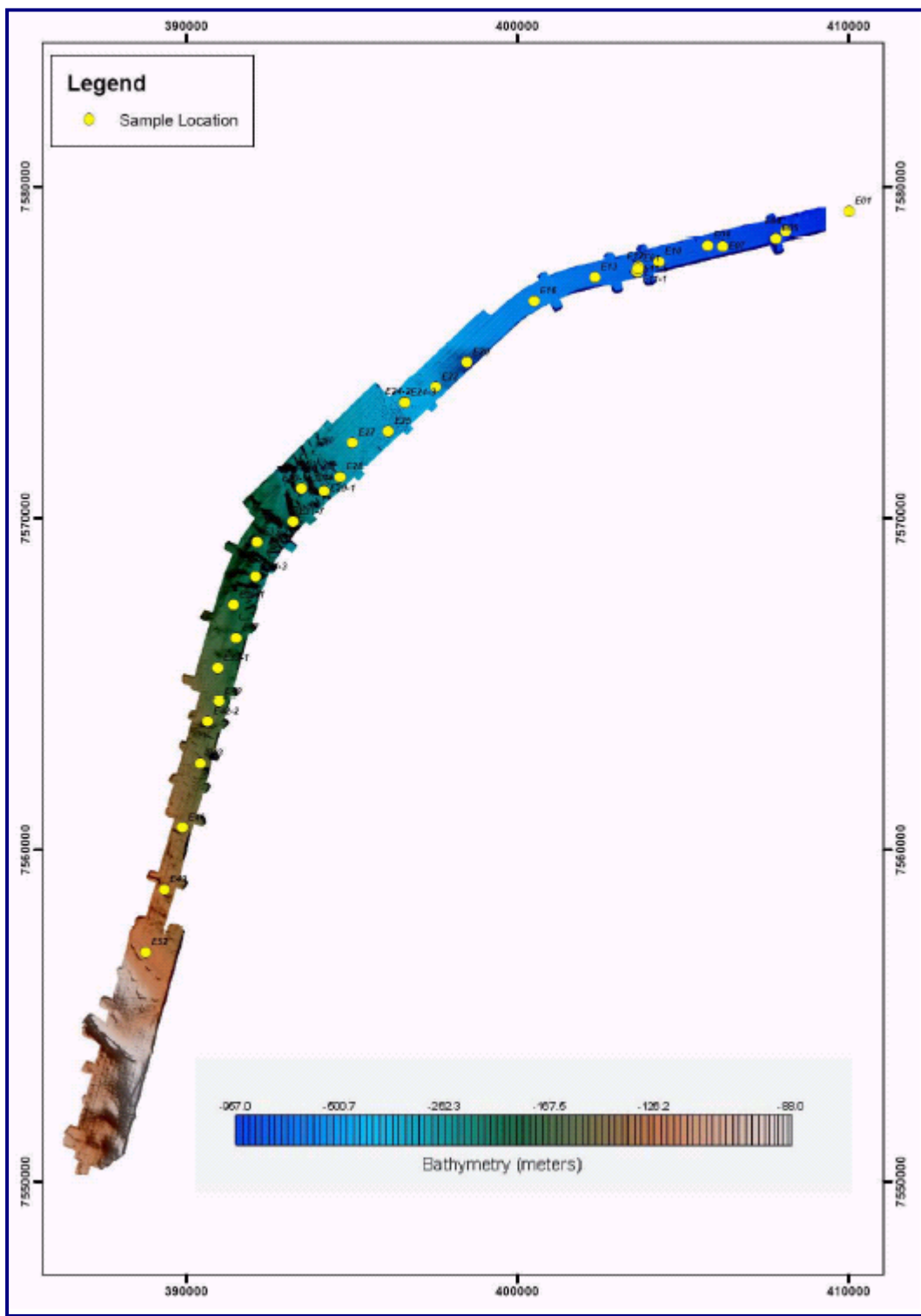


FIGURA II.5.1.4-43: LEVANTAMENTO DE DADOS SEDIMENTOLÓGICOS DO FUNDO MARINHO NA ÁREA DO BLOCO BC-4/CAMPO DE FRADE. **FONTE:** CHEVRON-TEXACO (2005)

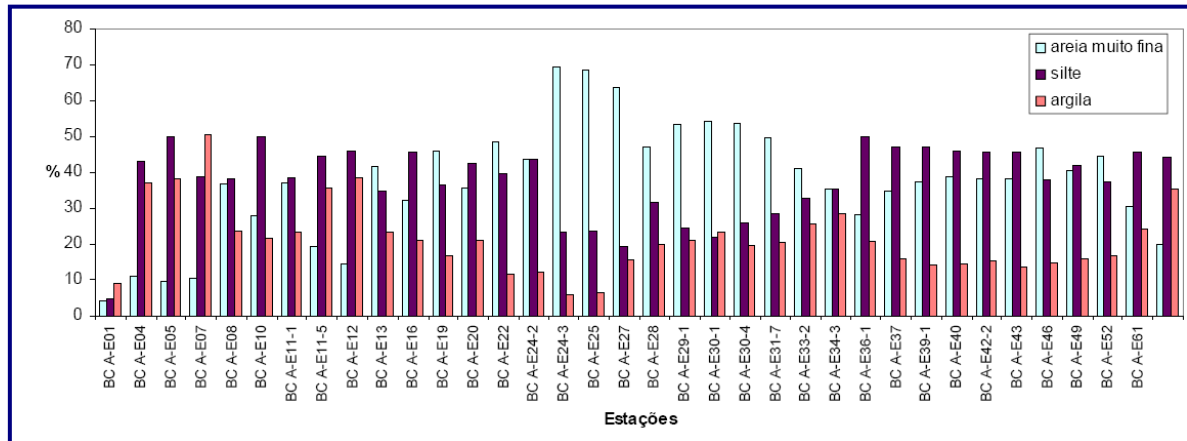


FIGURA II.5.1.4-44: COMPOSIÇÃO GRANULOMÉTRICA (TAMANHO DE GRÃO) NAS ESTAÇÕES AMOSTRADAS. **FONTE:** CHEVRON-TEXACO (2005)

II.5.1.4.6 Geotecnia

Características Regionais:

A literatura especializada não apresenta informações sobre as condições geotécnicas do fundo marinho na região. Tal situação não permite uma descrição das características regionais.

Características Locais:

A descrição das principais características dos solos na área do Campo de Frade se baseia em um programa de levantamentos de dados e informações obtidos com *box core*, *gravity drop core*, perfuração de poço (poço C) e *jumbo piston core* (CHEVRON, 2005a; b e c).

O fundo submarino na área de desenvolvimento do Campo de Frade apresenta certa uniformidade com relação aos solos. Os sedimentos que os compõem são predominantemente finos, variando entre argilas sílticas a arenosas e areias siltosas, podendo conter fragmentos de conchas. Os solos apresentam geralmente coloração entre o marrom e o oliva.

Os solos em sua maioria são altamente plásticos (Índice de Plasticidade - IP entre 27 e 72), com consistência que inclui as categorias: muito mole (*very soft*), mole (*soft*), firme (*firm*) e rijo (*stiff*). Há uma tendência ao aumento da consistência do solo com a profundidade a partir do fundo submarino.

Os teores de carbonato (*content carbonate*) desses solos, em geral, se situam entre 11 e 25%, tendo maiores valores junto ao fundo submarino. À medida que aumenta a profundidade a partir do fundo, há a redução do teor de carbonatos, com valores em torno de 10% até 4 m. Os teores de sal solúvel (*soluble salt*

content) variam entre 28 e 30 ppt. Os níveis de teores de carbonatos e de sais solúveis não seriam suficientemente altos para promover mudanças nas propriedades dos solos com relação à engenharia.

A resistência ao cisalhamento (*shear strength*) dos solos variam entre 3 kPa e 39 kPa dependendo do tipo de instrumento utilizado para amostragem (*gravity drop core* ou *box core*). Os resultados de longo prazo mostram que os efeitos da erosão (*creep*) sobre a resistência ao cisalhamento dos solos seriam insignificantes.

Na área de desenvolvimento do campo de Frade, as condições de pressões nas unidades estratigráficas a serem perfuradas apresentam gradientes de pressão normais, não tendo sido detectadas zonas de pressão anormal ou de alta pressão. Os gradientes de pressão na área variam entre 8,5 e 8,7 ppg (*pounds per gallon*) (**Quadro II.5.1.4-10**). Normalmente gradientes de pressão inferiores a 9,0 ppg são considerados normais (CHEVRON com. pess., 2006).

QUADRO II.5.1.4-10: GRADIENTES DE PRESSÃO NAS UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS NA ÁREA DE DESENVOLVIMENTO DO CAMPO DE FRADE

| Unidade Estratigráfica | Gradiente de Pressão (ppg) |
|------------------------|----------------------------|
| Mioceno | 8,6 |
| Oligoceno | 8,5 |
| N 560 | 8,7 |

Fonte: CHEVRON (2006).

Uma relação entre as características fisiográficas / morfológicas e as condições dos solos indicam que a área mais favorável à implementação de estruturas de engenharia no fundo submarino da área do Campo de Frade seria o Platô Central. As áreas moderadamente favoráveis seriam o flanco Sul do cânion Médio e o flanco Norte do cânion Grussaí.