

5.1.5. [Geologia e Geomorfologia](#)

5.1.5.1 [Evolução Tectônica e Arcabouço Estrutural](#)

Dentro do modelo evolutivo proposto pela teoria da Tectônica de Placas, as margens de placas divergentes, nas quais enquadra-se a margem do Atlântico Sul (tipo Atlântico) são formadas por distensão e rifteamento de uma porção da crosta continental seguida da abertura oceânica. São classificadas como construtivas (passivas) onde, com a evolução da separação continental, material crustal é adicionado (mid ocean ridge basalts – MORB). Neste contexto, a gênese da Margem Continental leste brasileira é consequência da separação dos continentes Sul-Americano e Africano.

Os primeiros modelos de reconstrução paleogeográfica do Atlântico Sul propostos, baseados na tectônica de placas, invocavam o ajuste entre as linhas de costa ou isóbatas, com o movimento dos continentes através de linhas de fluxo das zonas de fraturas (apud Chang *et al.*, 1988). Asmus & Porto (1980) reconheceram a importância do vulcanismo nos estágios evolutivos iniciais da Margem Continental Sudeste-Sul em contraste com a sua ausência na margem nordeste brasileira. Aventaram a existência de uma fase intumescente, antecedente aos rifteamentos propriamente ditos, e a denominaram de região dômica. Chang & Kowsmann (1987) enfatizaram o estiramento litosférico e a ascensão passiva do manto astenosférico como vulcanismo da Margem Sudeste-Sul ao grande porte da área afetada por estiramento associado.

Outros modelos (White & Mckenzie, 1989 apud Chang *et al.*, 1991), associam o estiramento litosférico à subida passiva de uma astenosfera anormalmente quente (*hot spot*) para explicar o intenso vulcanismo da Margem Sudeste-Sul brasileira.

Os estágios tectônicos pelos quais a margem evolui são consequência deste estiramento litosférico, sendo bastante útil para explicá-lo o modelo conceitual de Mckenzie (1978). Numa primeira fase (fase *rift*), a subsidência acelerada, caracterizada por falhamentos normais e tectônica de blocos formando *horsts* e *grabens*, foi consequência da resposta isostática do estiramento. Numa segunda fase (fase pós-*rift*), a subsidência foi consequência da contração térmica da litosfera e seguiu um padrão de desaceleração exponencial (Chang *et al.*, 1989 apud Castro, 1992). O basculamento da margem e a consequente tectônica salífera adiastrófica foram ativados por este mecanismo (Figueiredo *et al.*, 1983; Guardado & Rosa, 1989). Este modelo foi utilizado para explicar o desenvolvimento das bacias marginais (Figura 5.1.2.1-1). Sua aplicação para a Margem Continental Sudeste-Sul, nas bacias de Campos (Mohriak & Dewey, 1987 apud Castro, 1992, Mohriak *et al.*, 1990) e Santos (Chang & Kowsmann, 1984, 1987; Macedo, 1987), confirmaram que o estiramento uniforme e não-uniforme da litosfera, associado a dois estágios de subsidência (abatimento isostático seguido por contração termal), amplificados pela tensão de sobrecarga dos sedimentos, podem explicar o desenvolvimento dessas bacias.

A Bacia de Campos (latitude 21° S e 23°30' S) é limitada ao norte pelo Alto de Vitória e ao sul pelo Alto de Cabo Frio (Figura 5.1.2.1-2). Segundo Dias *et al* (1987), na Bacia de Campos, o tectonismo descrito acima, originou um sistema de *rift valley* alongado na direção NE. Os falhamentos gerados são predominantemente de direção NE. Falhas de

direção em torno de E-W são muito menos expressivas. A análise estrutural mostra que a direção NE dos falhamentos é mais acentuada ao sul da projeção SE do Cabo de São Tomé, tendendo para N/NE na porção setentrional da Bacia onde está situado o Campo de Roncador (Figuras 5.1.2.1-3 e 5.1.2.1-4). Importante alinhamento de direção NE com pequenas inflexões para E marca o limite oeste da sedimentação *rift*, sendo denominado Falha-Charneira de Campos. A parte central e norte da Bacia é constituída por uma série de *horsts*, *grabens* e principalmente meio-*grabens*, limitados por falhas sintéticas e antitéticas. Ainda segundo Dias *et al.* (1987), os falhamentos da fase *rift* apresentam rejeitos essencialmente verticais não se constatando indicações de movimentação horizontal significativa. Falhamentos de direção E-W poderiam constituir-se em falhas de transferência, pois apresentam direções mais próximas à direção dos esforços. Este poderia ser o caso dos falhamentos observados a sul do Campo de Roncador entre este e o campo de Albacora Leste (Figuras 5.1.2.1-3 e 5.1.2.1-4).

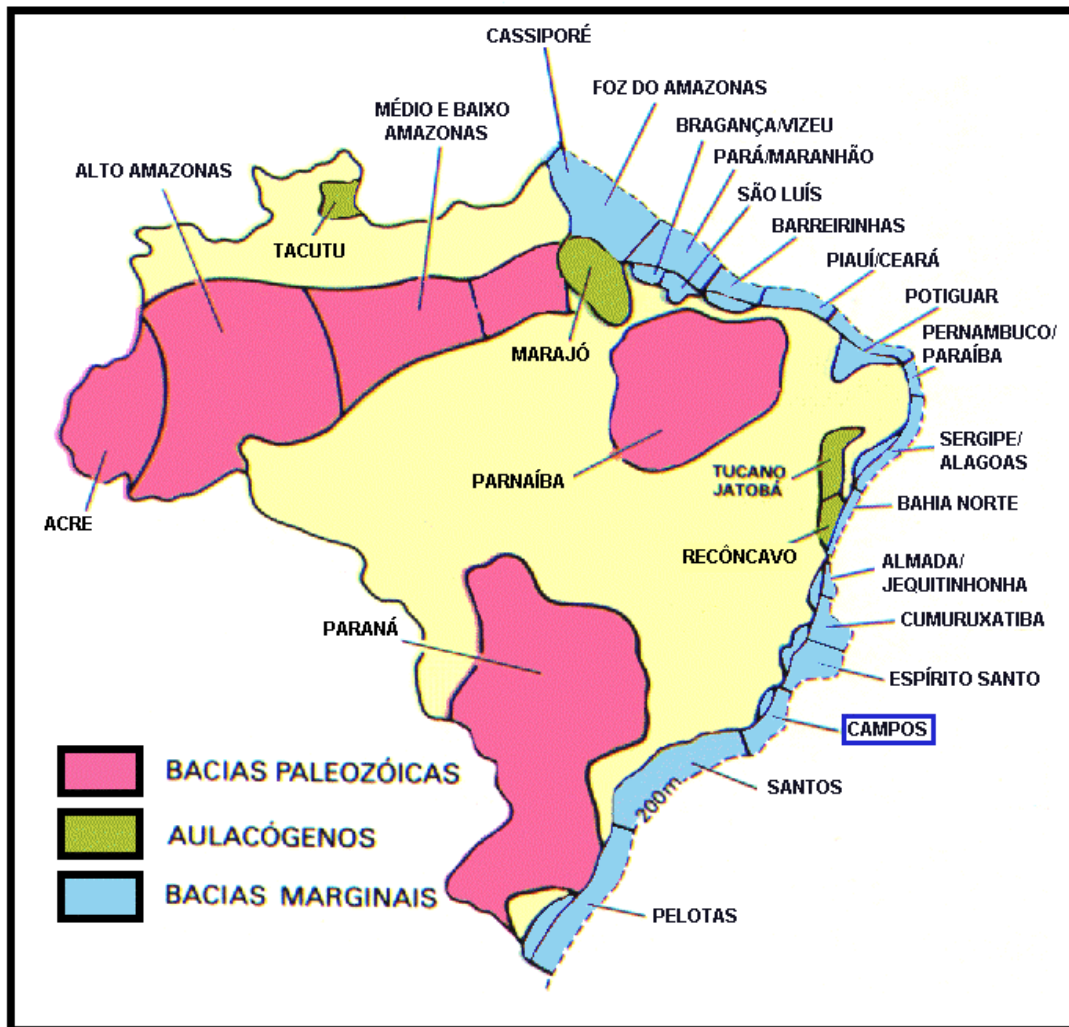


Figura 5.1.5.1-1. Mapa mostrando as Bacias Sedimentares Brasileiras (alterada de Viro et all, 1985 *apud* Castro, 1992).

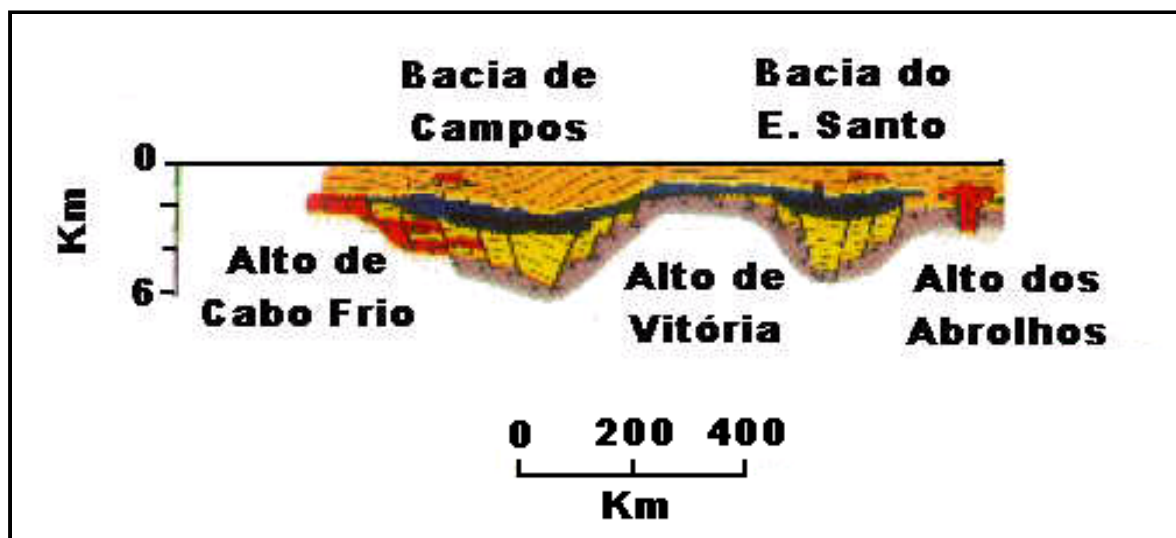


Figura 5.1.5.1-2. Seção geológica esquemática longitudinal ao longo da Margem Continental Brasileira, na qual temos a Bacia de Campos e os Altos de Vitória e Cabo Frio (alterado de Asmus Guazelli, 1981 *apud* Castro, 1992).

A atividade dos falhamentos foi intermitente durante o Eocretáceo, constatando-se que sua atuação principal está balizada pela discordância pré-Alagoas. A frequência com que estas falhas atingem os sedimentos de idade Alagoas é bastante reduzida quando comparada com aquela que afeta as rochas sotopostas. Por este motivo assume-se como limite superior da fase *rift* é a discordância pré-Alagoas. Raramente os falhamentos da fase *rift* foram reativado no Neocretáceo e no Terciário. Um exemplo desta reativação é a falha Terciária (Figuras 5.1.5.1-3 e 5.1.5.1-5), situada em frente ao Cabo de São Tomé (Dias *et al*, op. Cit.).

O predomínio absoluto da direção NE dos falhamentos bem como a constatação de que os baixos estruturais mais proeminentes também apresentam direção NE, permitem deduzir que a direção preferencial dos esforços tenha sido NW, ortogonal a estas feições. O limite leste da bacia *rift* coincide com as muralhas de sal como pode ser visto na Figura 5.1.5.1-5 (Dias *et al*, op. Cit.).

A figura 5.1.5.1-6 mostra uma seção geológica esquemática perpendicular à costa (NW-SE), com a localização do campo de Roncador e a indicação das principais unidades estratigráficas, com destaque para os arenitos turbidíticos maastrichtianos do campo de Roncador. Como pode ser observado o Campo de Roncador localiza-se acima do alto externo do embasamento. Externamente, na porção nordeste da seção, verifica-se a expressiva sedimentação evaporítica que compreende a província de domos de sal presente em toda a Bacia de Campos (Figuras 5.1.5.1-5 e 5.1.5.1-6).

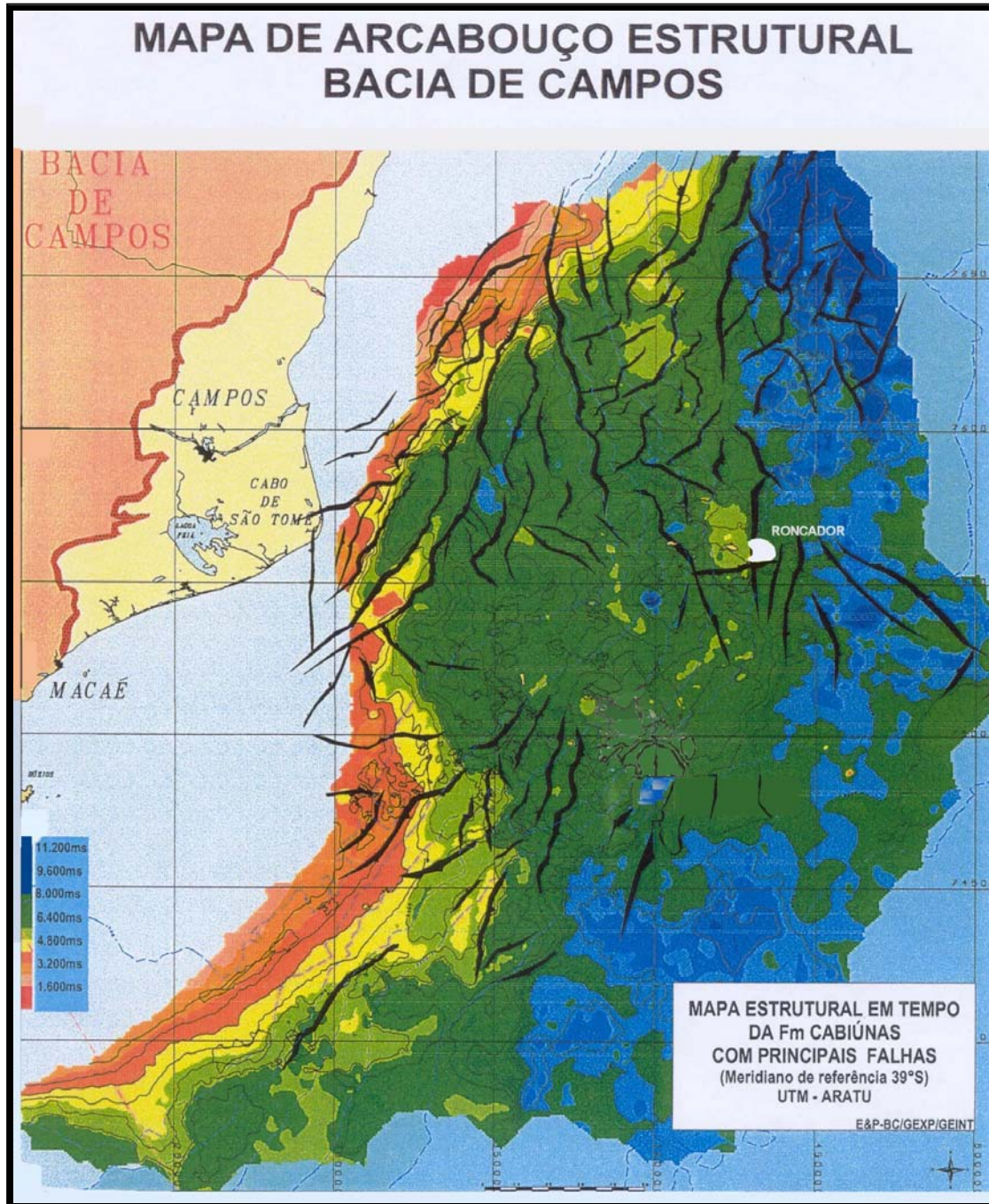


Figura 5.1.5.1-3. Mapa Estrutural do Topo do Embasamento indicando as falhas principais da Bacia de Campos com o Campo de Roncador (PETROBRAS, 2000).

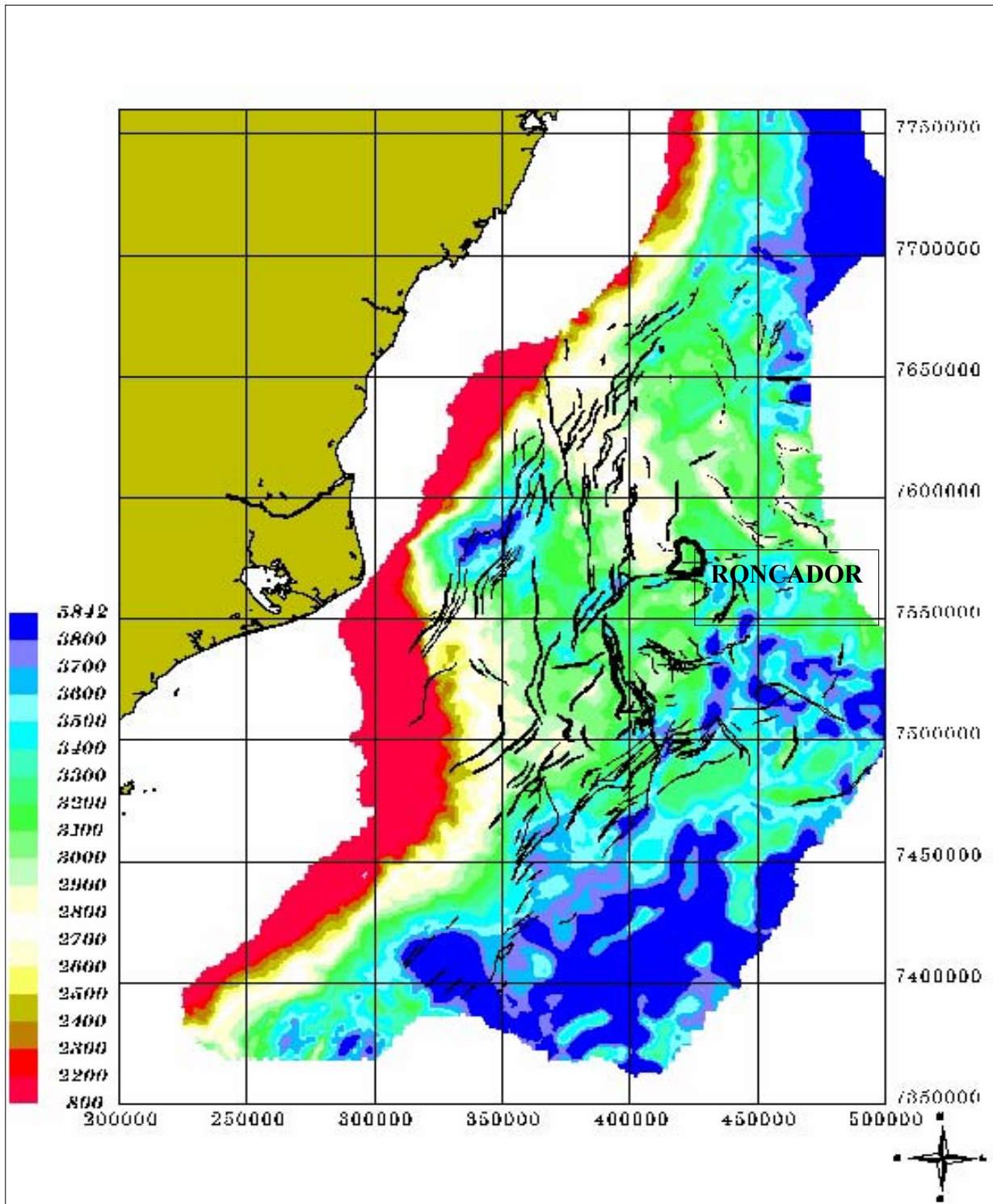


Figura 5.1.5.1-4. Mapa Estrutural do Topo do Cretáceo indicando algumas falhas da Bacia de Campos com o Campo de Roncador (PETROBRAS).
Datum: UTM/ARATU MC.39

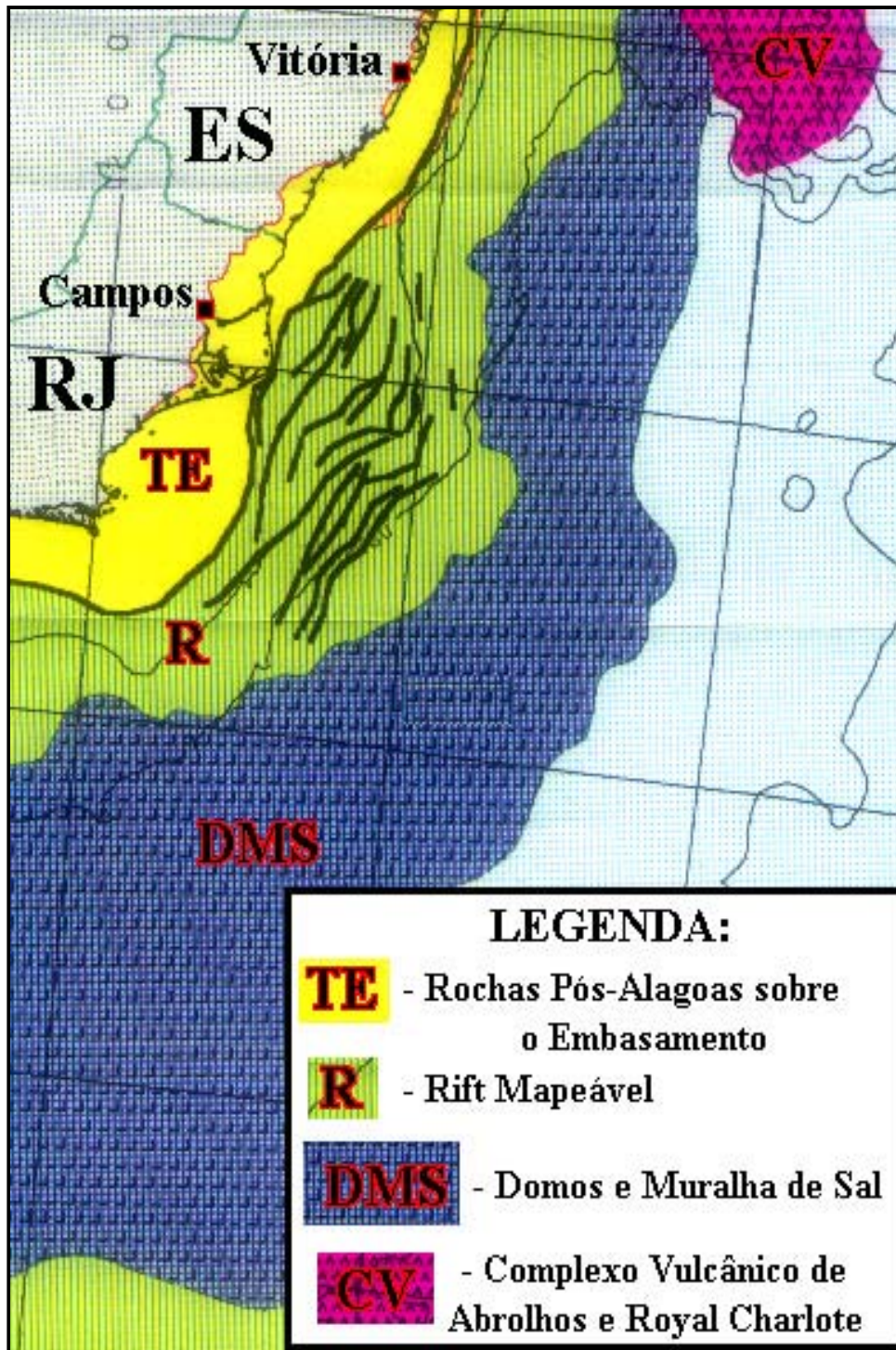


Figura 5.1.5.1-5. Mapa indicando algumas falhas da Bacia de Campos e as Províncias Geológicas descritas por Dias (alterado de Dias, 1991 *apud* Castro, 1992).

Figura 5.1.5.1-6 (em A3)

5.1.5.2 Estratigrafia

O conhecimento sobre a sedimentação e estratigrafia da Margem Continental Sudeste-Sul vem sendo acumulado sobretudo ao longo dos últimos vinte anos.

A Bacia de Campos, na área de maior interesse para exploração de petróleo vem sendo exaustivamente estudada, principalmente pelos técnicos da Petrobrás. Registros sobre sua existência datam da década de trinta, através dos trabalhos de A R. Lamago. Contudo, o início do conhecimento sobre a estratigrafia foi obtido através de um poço estratigráfico realizado em terra, próximo ao Cabo de São Tomé. A primeira coluna foi estabelecida por Schaller (1973) e, desde então, diversificados estudos vem sendo realizados por vários autores (Ponte & Asmus, 1976; Brito, 1982, 1986; Dias *et al.*, 1987; Azevedo *et al.*, 1987, Chang *et al.*, Rangel *et al.*, 1987; Guardado e Rosa, 1989, Spadini, 1988, Azambuja, 1990...).

A seguir será feito um resumo das principais características estratigráficas da Bacia de Campos, enfatizando a porção compreendida pelo campo de Roncador.

a) *Bacia de Campos*

A parte submersa da Bacia de Campos localiza-se ao longo do Estado do Rio de Janeiro e possui uma área de 100.000 km² até a isóbata de 3400 m. Seus limites são: a norte o Alto de Vitória, a sul o Alto de Cabo Frio, a oeste a área do embasamento raso sobreposto por sedimentos Terciários, e a leste o limite externo do Platô de São Paulo.

De acordo com os ambientes deposicionais, a bacia foi dividida em quatro seqüências estratigráficas principais, estabelecida nos modelo clássico de Asmus (1976, 1979), a saber; Seqüência do Continente, dos lagos, do Golfo e do Mar. Trabalhos mais recentes dividiram a bacia em cinco megasseqüências: Megasseqüência Continental, Transicional, Plataforma Rasa Carbonática, Transgressiva Marinha e Regressiva Marinha (Chang *et al.*, 1988; Guardado & Rosa, 1989), atribuindo processos causativos para estas seqüências. Um resumo da estratigrafia da bacia foi publicado por Guardado, Gambôa & Lucchesi (1989).

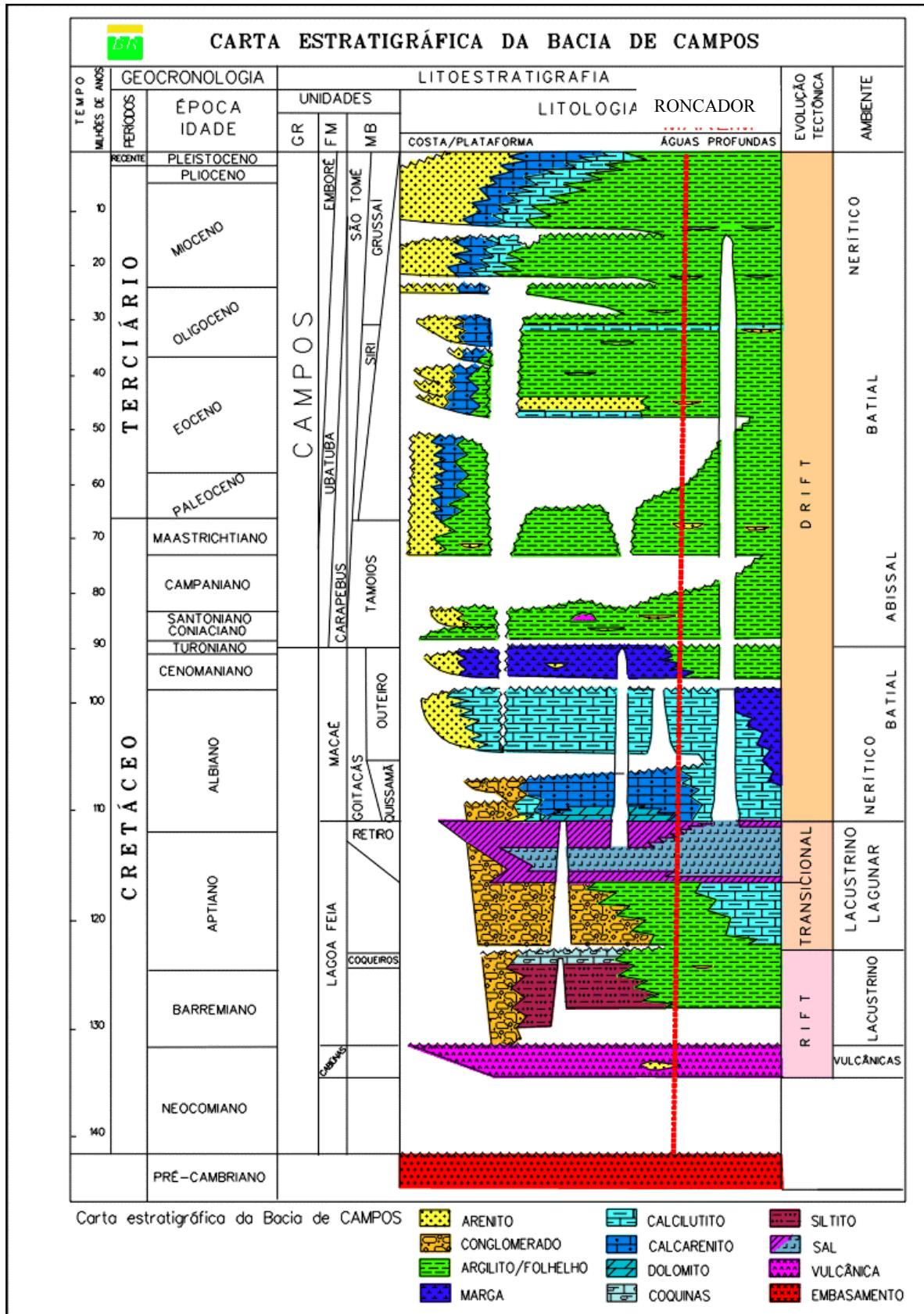
As megasseqüências que compõem a Bacia de Campos estão representadas na Coluna Estratigráfica (Figura 5.1.5.2-1).

- *Megasseqüência Continental (fase RIFT)*

O embasamento acústico da bacia de Campos é constituído por uma conseqüência vulcano-sedimentar (Fm. Cabiúnas - Dias *et al.*, 1987) com idade entre 120 a 130 Ma (Mizusaki, 1986 *apud* Castro, 1992; Ponte & Asmus, 1976). No Neocomiano, os esforços distensivos que promoveram a separação da Placas Sul-Americana deram início, na porção sudeste-sul da margem continental, ao estágio principal da fase *rift*.

Como conseqüência desenvolveram-se, em um sistema de *rift valley* alongado com direção nordeste / sudoeste, uma série de *horsts*, *grabens* e *meio-grabens*, limitados por falhas normais sintéticas e antitéticas, em direção a águas profundas. No sistema de *rift*-

valley depositaram-se, em ambiente flúvio-lacustre (salino e alcalino) tectonicamente controlado, as seguintes unidades deposicionais: siliclásticas basal, talco-estevensítica e coquinas, que compõem a Formação a formação Lagoa Feia – Cretáceo Inferior (Dias *et al.*, 1987).



Fonte: GEXP/GEIN/PETROBRAS (2002)

Figura 5.1.5.2-1. Carta Estratigráfica da Bacia de Campos, incluindo a locação do campo de Roncador.

A seqüência clástica basal foi depositada sobre as rochas vulcânicas da FM. Cabiúnas, ficando restrita aos baixos estruturais. E constituída por conglomerados, arenitos e argilitos vermelhos compondo sistemas de leques aluviais. Posteriormente, a sedimentação subaquosa cobriu gradativamente os altos estruturais depositando-se arenitos, siltitos e folhelhos escuros. A unidade de coquinas (Andar Jiquiá Superior), composta por pacote carbonático de alta energia (calcarenitos e calciruditos), é associada a latos sindeposicionais enquanto que, nas outras porções, predominaram margas e folhelhos escuros (Figura 5.1.5.1-6).

A ocorrência de um evento erosional regional (discordância Pré-Alagoas) na transição Barremiano/Aptiano, produziu nivelamento do relevo e peneplanização da Bacia, marcando o final desta fase.

- *Megasseqüência Transicional*

Durante o andar Alagoas (Aptiano) ocorreram às primeiras incursões marinhas do oceano em formação, que se apresentava como um longo e estreito golfo. Esta fase representou a transição entre a fase *rift* com sedimentação continental e a fase *drift* com sedimentação tipicamente oceânica. Sob essas condições, depositou-se a Megasseqüência Transicional (Clasto-Evaporítica) acima da discordância regional.

A porção inferior desta Megasseqüência é caracterizada pela deposição dos clásticos grosseiros argilitos avermelhados depositados por sistema de leques aluviais que passam lateralmente para depósitos carbonáticos de ambiente lacustre/lagunar muito raso (Rangel *et al.*, 1987).

O aumento progressivo da salinidade da água, o clima quente e árido e as restrições fisiográficas à circulação oceânica (Dorsal de São Paulo – Cadeia de Walvis), produziram condições adequadas à deposição evaporítica (anidrita e halita). Leyden *et al.* (1976) sugeriam ainda que fontes de águas alcalinas, provenientes das emanações vulcânicas, forneceram boa quantidade de elementos químicos presentes nestes depósitos.

Os falhamentos normais sintéticos e antitéticos perdem o rejeito (tornam-se inativos) e o estilo estrutural associa-se, a partir daí, aos falhamentos lístricos (*roll-over*) que terminam próximo à base dos evaporitos (Figura 5.1.5.1-6).

- *Megasseqüência Plataforma Rasa Carbonática*

No Albiano inferior instala-se ambiente marinho raso, com o estabelecimento da sedimentação marinha franca e concomitante basculamento e subsidência progressiva da bacia.

A Megasseqüência é formada por espessa plataforma carbonática de alta energia, constituída por calcarenitos e calcilutitos (Formação Macaé Inferior). Estes sedimentos depositaram-se diretamente sobre os evaporitos proximais na forma de rampa carbonática (Spadini *et al.*, 1988) sob condições áridas e neríticas rasas (Brito, 1982, 1987). Sua estruturação é associada ao início da tectônica salífera que ocorreu na transição entre o Albiano Inferior e o Albiano Médio (Figura 5.1.2.1-6). Na porção

proximal, principalmente a norte, estão presentes sedimentos areno-conglomeráticos na forma de leques aluviais, cuja origem é atribuída à retomada do influxo de clásticos (Rangel et, alii, 1987).

- *Megasseqüência Transgressiva Marinha*

No Albiano Superior ocorreu um progressivo e acentuado aumento do nível do mar, correlacionável às variações globais de primeira ordem (Vail *et al.*, 1977), e também uma nova fase de movimentação halocinética, associada à substância da bacia e sobrecarga sedimentar. O sistema marinho tornou-se menos alino, sobretudo devido ao aumento do intercâmbio entre as águas do oceano Atlântico Norte e Sul. Sob estas condições desenvolveram-se os calcilutitos intercalados por margas e folhelhos (Fm. Macaé Superior) em ambiente nerítico profundo a Batial (Brito, 1982; Koutsoukos & Brito, 1987).

No Cenomaniano as drásticas mudanças oceanográficas e climáticas, com o clima passando de seco para úmido (Brito, 1986), causaram o fim da deposição carbonática (Spadini *et al.*, 1988). As instalações das condições oceânicas para a bacia (300 a 400 m) marcaram a transição das calcilutitos para margas e folhelhos. Episódios anóxicos e de corrente de turbidez foram reconhecidos neste intervalo (Rangel op. cit.). Nesta seqüência estão os arenitos turbidíticos do Campo de Roncador (Figuras 5.1.2.1-6 e 5.1.2.2-2).

A partir do Turoniano depositaram-se folhelhos e margas (Membro Ubatuba) e arenitos turbidíticos (Membro Carapebus) da Fm. Campos. Estudos paleobatimétricos e paleogeográficos (Koutsoukos, 1984 *apud* Castro, 1992; Azevedo *et al.*, 1987) indicam ambiente com clima quente e úmido. No Maastrichtiano, predominaram os folhelhos com presença de arenitos turbidíticos possivelmente associados a rebaixamentos do nível do mar (Rangel op. cit.).

O processo de aprofundamento e deposição da Megasseqüência transgressiva marinha persistiu até o fim do Cretáceo, quando a bacia foi submetida à intensa reativação tectônica associada a magmatismo básico (Dias *et al.*, 1990). Estudos paleobatimétricos indicam as condições mais profundas entre batial inferior a nerítico profundo para a bacia (Azevedo *et al.*, 1987).

- *Megasseqüência Regressiva Marinha*

Após a deposição da limitada seção de folhelhos paleocênicos em ambiente de mar profundo, o estilo deposicional da Bacia de Campos mudou, desenvolvendo-se uma cunha de sedimentos marinhos rasos progradantes. Esta modificação foi influenciada pelas variações globais do nível do mar adiastróficas salíferas, controlada ou não pela tectônica profunda (Guardado *et al.*, 1989). Assim, a leste, em direção a águas profundas, folhelhos depositaram-se em ambiente de baixa energia. A oeste, foram depositadas areais derivadas da plataforma, em ambiente de alta energia. Durante períodos de elevação do nível do mar, carbonatos foram depositados próximo à quebra da plataforma e, também, como sedimentos pelágicos, em águas profundas. Desta forma, folhelhos, arenitos e carbonatos acumularam-se sob o regime em que a taxa de sedimentação superou a taxa de basculamento/subsidência da bacia (Figueiredo *et al.*, 1983).

Durante o Paleoceno Superior e Eoceno ocorreram períodos relativos de queda do nível do mar, com conseqüente deposição de turbiditos. São muitas vezes associados a *debris flows*, intercalados em níveis de folhelhos e margas (Rangel *et al.*, op. cit.).

No Eoceno Superior/Oligoceno Inferior, ocorreu períodos relativos de subida do nível do mar. Sob estas condições depositaram-se sedimentos finos (pelágicos) em posição distal. Ciclos subseqüentes de queda e subida relativa do mar foram observados (Rangel *et al.* op. cit.).

No Oligoceno Superior a subida das áreas fontes e a relativa queda no nível do mar propiciaram, como conseqüência, a deposição de espesso pacote turbidítico (Figura 5.1.5.2-1). Além desse fator, o continuado movimento do sal, representou um elemento auxiliar para a deposição desses turbiditos (Guardado *et al.*, op. cit.). A exposição de amplas áreas da plataforma continental durante esta época foi responsável por vários eventos erosionais com a conseqüente escavação de cânions e canais submarinos. Estes vales serviram como vias de transportes da plataforma para as regiões do talude e sopé, formando extensos depósitos turbidíticos intercalados nos folhelhos de ambiente profundo (Rangel *et al.*, 1987).

A seção miocênica na bacia é bastante espessa, sendo indicativa de alta taxa de sedimentação. Apesar da ausência de significativas discordâncias, observa-se uma discordância erosional no Mioceno Superior. A acumulação da megasseqüência oceânica rasa continuou até o Holoceno.

A área de interesse para a prospecção de hidrocarboneto no Campo de Roncador é constituída por reservatórios turbidíticos de idade maastrichtiana divididos em cinco zonas principais (Figura 5.1.5.2-2). Somente as zonas superiores são associadas a anomalias de amplitude em sísmica convencional e podem ser rastreadas lateralmente em seções sísmicas. Nas zonas inferiores os reservatórios não apresentam contraste de impedância acústica com a encaixante. A distribuição dos reservatórios turbidíticos no campo se dá de forma diferenciada sendo controlada essencialmente por dois fatores: padrão de subsidência relacionado com halocinese e preservação dos sedimentos por erosão. Em áreas de intensa subsidência, associada a halocinese, foi possível a deposição e preservação de ciclos deposicionais de arenitos turbidíticos e rochas capeadoras. Onde a subsidência não foi tão intensa, houve deposição de turbiditos, mas cada ciclo foi parcialmente erodido e as areias amalgamadas com o ciclo seguinte, não preservando as areias finas (Rangel *et al.*, 1998; Santos *et al.*, 1999).

Figura 5.1.5.2-2 (A4)

5.1.5.3. Geomorfologia

Dentro do modelo evolutivo proposto pela teoria da Tectônica de Placas, as margens de Placas divergentes, nas quais enquadra-se a margem do Atlântico Sul, podem ser divididas, em três domínios, considerando-se seus aspectos morfológicos (Heezen *et al.*, 1959 *apud* Castro, 1992): margem continental, bacia oceânica e cordilheira (ou dorsal) meso-oceânica. Dentre estes domínios, a margem continental é a região de transição entre a parte emersa do continente e a bacia oceânica, dividindo-se, de acordo com suas características morfológicas, em três províncias: plataforma, talude e sopé continentais, segundo os critérios recomendados por Heezen *et al.* (1959 *apud* Castro, 1992).

Uma intensa progradação sedimentar recobriu a margem continental ao longo do seu desenvolvimento. No entanto sua fisiografia, principalmente no que se refere à morfologia das províncias, apresenta uma forte relação com a estruturação profunda. O limite oeste da margem continental é definido pela fisiografia da linha de costa. Na região compreendida pela Bacia de Campos a fisiografia da linha de costa apresenta três orientações principais, desde a foz do rio Itabapoana até a ilha de Cabo Frio, assim distribuídas: orientação aproximadamente N-S, desenvolvida desde a costa leste nordestina, representada na área pelos limites geográficos entre a foz do rio Itabapoana e o Cabo de São Tomé; orientação NE-SW a partir do Cabo de São Tomé até a ilha de Cabo Frio; finalmente, observa-se uma terceira mudança na orientação da linha de costa, sendo a ilha de Cabo Frio o ponto de inflexão da nova direção E-W. Essas variações de orientação refletem a estruturação do Pré-Cambriano adjacente (faixa de Dobramento Ribeira) à linha de charneira, que é condicionada pela direção de fraqueza herdada por esta estruturação (Dias *Et al.*, 1987). Este mesmo padrão foi observado para a estruturação de natureza halocinética da seqüência pós-*rift* da Bacia de Campos por Rizzo (1987).

A linha de costa entre o Cabo de São Tomé e a ilha de Cabo Frio é caracterizada por um litoral recortado, que se encontra exposto a processos hidrodinâmicos menos intensos (Mühe, 1979 *apud* Castro, 1992). Nas proximidades do Cabo de São Tomé, ocorre a desembocadura atual do rio Paraíba do Sul, que é considerado o maior supridor de sedimentos atuais para a plataforma continental. A partir do cabo de Búzios, três grandes arcos praias se estendem com orientação geral NE-SW até a ilha de Cabo Frio, ancorados em promontórios bem recortados onde outros arcos praias menores são encontrados. Ao largo, as ilhas existentes apresentam uma disposição quase paralela à linha de costa.

Considerando-se o início do conhecimento sobre a margem continental brasileira, verifica-se que na década de sessenta ocorreram os primeiros levantamentos geofísicos e oceanográficos no Atlântico Sul. Heezen e Tharp (1961 *apud* Castro, 1992) identificaram a existência de um alargamento da margem continental em frente ao Embaiamento de São Paulo, atribuído a presença do Platô de São Paulo.

Posteriormente foi realizado o projeto de Reconhecimento Global da Margem Continental Brasileira (REMAC -1971/1979). Este projeto procurou reconhecer, em caráter regional, os aspectos morfológicos, estruturais, estratigráficos e recursos minerais deste domínio e sua integração com a área emersa adjacente. Os dados sísmicos monocanais,

gravimétricos, magnetométricos e sedimentológicos, geraram mapas nas escalas de 1/3.500.000 e 1/5.000.000, os quais evidenciam os principais processos ali observados. Ainda em caráter regional, outros trabalhos realizados na Margem Continental Sudeste-Sul (Alves, 1981; Palma, 1984; Gorini & Carvalho, 1984 *apud* Castro, 1992; Brehme, 1984; Mello, 1988), juntamente com todo o acervo técnico produzido, até hoje são de grande utilidade como referencial para trabalhos de detalhe, em particular no que aos estudos morfológicos. No projeto REMAC a Margem Continental Sul, foi limitada, a norte e a sul, pela Cadeia Vitória-Trindade e pelo limite internacional Brasil-Uruguai, respectivamente. Estes limites foram estabelecidos por Zembruscki (classificação de Fairbridge, 1966) considerando a transição entre a margem tectônica do tipo I – Estrutural, a norte, para a margem deposicional do tipo II – Secundária, a sul. O referido autor caracterizou as províncias que compreendem a margem continental.

A seguir as províncias da plataforma continental, talude continental e Platô de São Paulo serão descritas segundo os critérios estabelecidos por Zembruscki (1979 *apud* Castro, 1992), incorporando-se ainda informações de trabalhos posteriores (Figura 5.1.5.3-1).

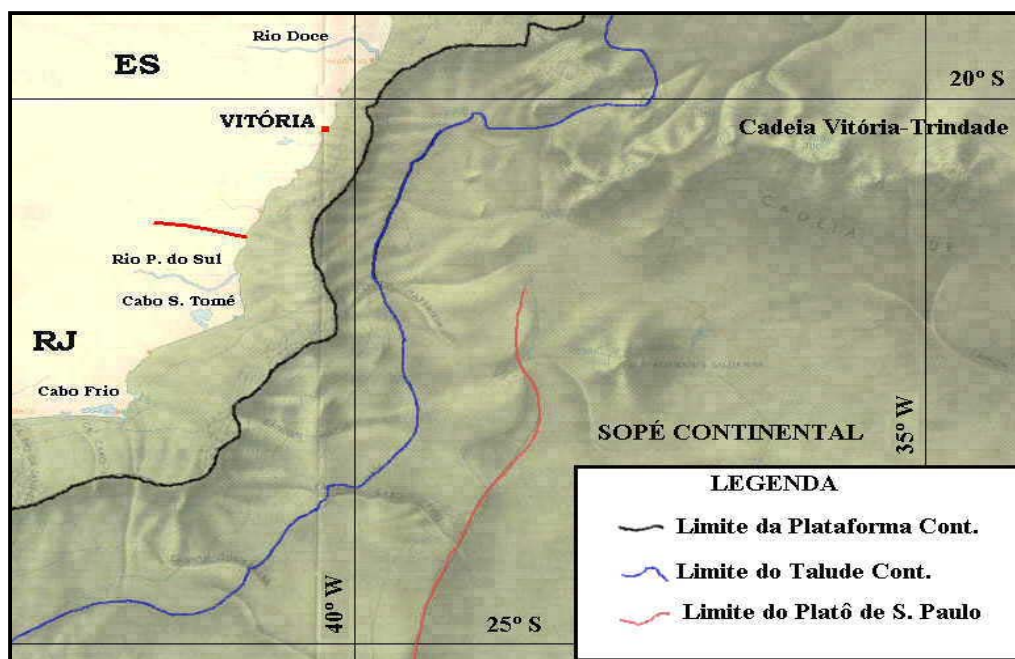


Figura 5.1.5.3-1. Trecho do Mapa Fisiográfico da Margem Continental Brasileira entre Cabo Frio, no estado do Rio de Janeiro, e Rio Doce, no estado do Espírito Santo (alterado de Zembruscki e Costa, 1979 *apud* Castro, 1992).

Segundo Zembruscki (op. cit.), a PLATAFORMA CONTINENTAL é a província mais próxima do continente e considerada como sendo sua porção submersa. Nela é observada intensa progradação sedimentar desde o Terciário. Seu relevo é suave e relativamente plano, com declividade em torno de 1/ 1000 (0,057°) entre Cabo de São Tomé e Cabo Frio. O limite externo é estabelecido, aproximadamente, pela isóbata de 100m, que marca a mudança de gradiente do fundo marinho e define a quebra da plataforma, que separa a plataforma do talude continental. O relevo é efeito sobretudo dos processos desenvolvidos durante o Pleistoceno Superior e Holoceno. A atual linha de

costa é fruto da sedimentação desenvolvida ao longo dos últimos 6000 anos A P., quando o nível do mar assumiu a posição que hoje se encontra (Kowsmann *et al.*, 1978).

Na Bacia de Campos a plataforma continental apresenta largura média de 90 km. Os seus limites e variações na largura podem ser observadas no mapa batimétrico (Figura 5.1.5.3-2) e no mapa de gradiente (Figura 5.1.5.3-3). Na altura da cidade de Macaé, sua largura é de 120 km, estando a quebra da plataforma a 150 m de profundidade. Na porção norte, próximo à latitude de 21°S, observa-se redução na largura para 50 km, com a quebra da plataforma a 90 m de profundidade. Seu relevo é suave e relativamente plano com declividade oscilando entre 1/560 (0,10°), a norte, e 1/800 (0,7°), a sul de 21°30' S (Castro, 1992).

Figura 5.1.5.3-2 (Mapa Batimétrico) – A3

Figura 5.1.5.3-3 (Mapa Gradiente) – A3

A quebra da plataforma apresenta, a norte do Cabo de São Tomé, forma convexa e arredondada, típica de progradação sedimentar (Figura 5.1.5.3-2). A caracterização do limite da plataforma continental é difícil, sendo a transição para o talude bastante suave (Perfil batimétrico TT' – 5.1.5.3-4). Já na porção sul a quebra apresenta-se bem marcada, pois o talude adjacente apresenta forma côncava em seção, sendo a passagem de uma província para outra mais definida (Perfil batimétrico VV' – Figura 5.1.5.3-5) (Castro, 1992).

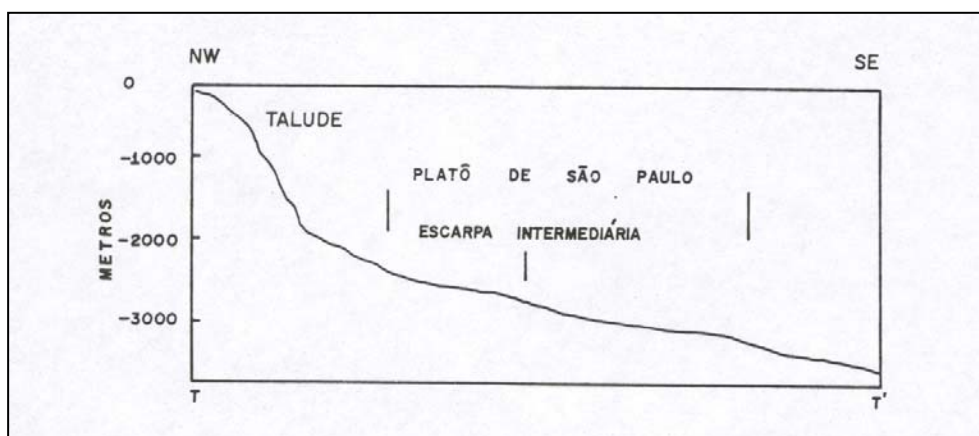


Figura 5.1.5.3-4. Perfil Batimétrico a norte do Cabo de São Tomé (Castro, 1992)

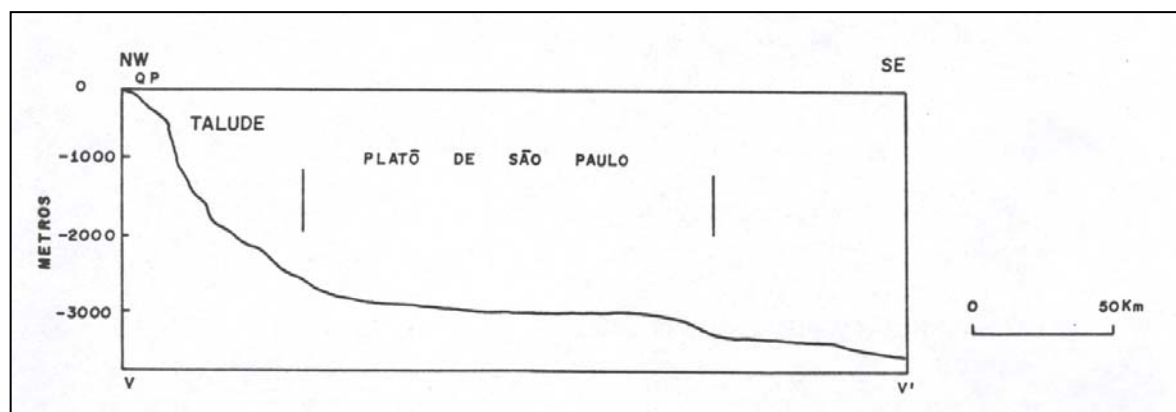


Figura 5.1.5.3-5. Perfil Batimétrico a sul do Cabo de São Tomé (Castro, 1992)

Entre Cabo de São Tomé e Macaé são observados paleocanais pequenos e rasos, como também outros, soterrados. Na plataforma continental da área estudada, poucos cânions interceptam a quebra da plataforma como, por exemplo, o Cânion Almirante Câmara. Este cânion, por essa peculiaridade e posição geográfica, parece estar intimamente relacionado ao sistema de drenagem do rio Paraíba do Sul no continente, podendo ter sido via de transporte de grande quantidade de material para o oceano em épocas de nível de mar baixo (Alves *et al.*, 1980; Brehme, 1984; Peres, 1990).

A morfologia, assim como as variações na largura, profundidade e gradiente da plataforma, resultam da ação de fatores controladores com a estruturação geológica

(idade e tipo de margem continental), natureza e influxo sedimentar, e características oceanográficas. Nos mapas batimétrico e de gradiente (Figuras 5.1.5.3-2 e 5.1.5.3-3), verifica-se um alargamento da plataforma e aprofundamento da quebra para sul, acompanhando, aproximadamente, os contornos da linha de costa. A forma e extensão da plataforma continental, na porção sul, foi influenciada pela configuração da linha de charneira, que se apresenta mais projetada para offshore nessas porções.

- *Talude Continental*

É a província que se segue à plataforma continental e que está limitada, aproximadamente, pelas isóbatas de 100 e 200 m. Seu gradiente médio não é elevado, oscilando entre 1° e 2°. Na margem continental em questão, Zemruscki (op. Cit.), considerou seu relevo como sendo típico de área de progradação e apresentando um perfil convexo. É dissecado por vales e cânions, principalmente em sua porção sul. A identificação das feições e o estudo da sua morfologia e distribuição vêm sendo desenvolvidos desde a década de setenta. Entre aquelas feições são citados os cânions de Itapemirim, Macaé e Cabo Frio (Zemruscki, 1979 *apud* Castro, 1992), o Grupo Sudeste de Cânions e os Cânions São Tomé, Itapemirim e Almirante Câmara (Alves *et al.*, 1980; Brehme, 1984; Peres, 1990).

Como pode ser visto nos mapas batimétrico e de gradiente (Figuras 5.1.5.3-2 e 5.1.5.3-3), o talude continental é limitado pela quebra da plataforma (limite superior) e pelo Platô de São Paulo (limite inferior). A base do talude normalmente é seguida pela província do sopé continental, porém, na margem continental em questão, é condicionada pela presença do Platô de São Paulo. Tem forma alongada e estreita com largura entre 35 e 65 km. A norte do Cabo de São Tomé tem em média 38 km de largura, estendendo-se até a isóbata de 1900m, com gradiente de 1/20 (2,9°); na região entre o Cânion São Tomé e o Grupo Sudeste de Cânion apresenta largura de 55 km e gradiente de 1/27 (2°); na região do Grupo Sudeste de Cânions, sua largura é de 35 km e a base do talude acompanha, aproximadamente, a isóbata de 2200 m, apresentando gradiente mais elevado, em torno de 1/17 (3,4°); a sul do Grupo Sudeste de Cânions, na área de Cabo Frio, o talude se alarga para 65 km, estendendo-se até a isóbata de 2000 m, com gradiente mais suave de 1/33 (1,7°) (Castro, 1992).

O talude como um todo apresenta variações em sua morfologia, tal como foi identificado para a província da plataforma continental. Zemruscki (1979 *apud* Castro, 1992) caracterizou o talude como progradação, apresentando um perfil convexo. No entanto são observadas variações na morfologia entre suas porções norte e sul, como está exemplificado nos perfis batimétricos.

A forma do “talude norte” é convexa na sua porção superior, tornando-se gradacionalmente côncava em direção a base (Perfil batimétrico BB’ – Figura 5.1.5.3-6). Por outro lado o “talude sul” apresenta variação de perfil convexo para côncavo ao longo de sua extensão (Perfil batimétrico OO’ – Figura 5.1.5.3-7). Como é visto no mapa batimétrico (Figura 5.1.5.3-2), do Cabo de São Tomé (Castro, 1992).

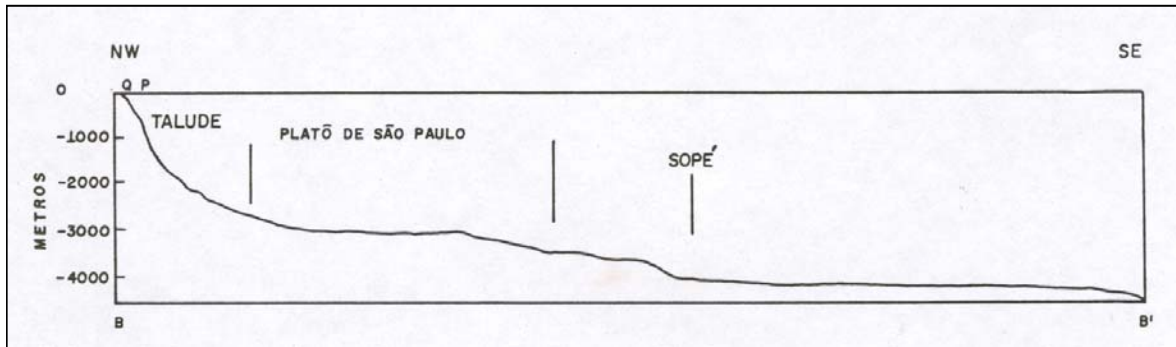


Figura 5.1.5.3-6. Perfil Batimétrico típico do talude na porção a norte do Cabo de São Tomé (Castro, 1992)

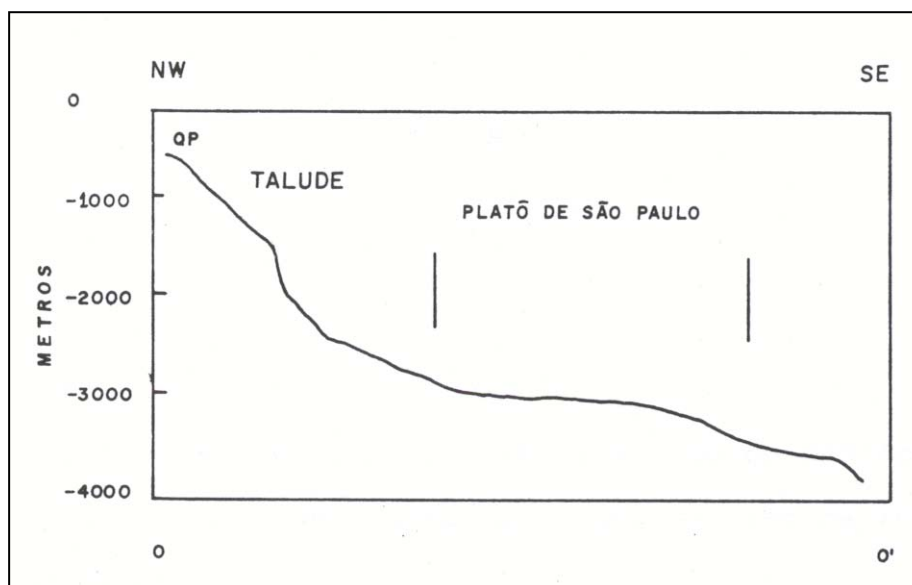


Figura 5.1.5.3-7. Perfil Batimétrico típico do talude na porção a sul do Cabo de São Tomé (Castro, 1992)

Tomé para norte o talude tem direção aproximada N-S, observando-se pequenas inflexões nos contornos das isóbatas, devido à presença de cânions submarinos. Na região entre Cabo de São Tomé e Macaé, o caráter progradacional do talude é bastante evidenciado no mapa batimétrico (Figura 5.1.5.3-2), observando-se seu alargamento em virtude do grande aporte sedimentar. Daí até Cabo Frio, porém, o perfil é côncavo e bastante escavado, condicionado por ravinas, cânions submarinos e complexos de movimento de massa, por dissecaram esta porção da área. A poderosa ação erosiva dessas feições pode ser identificada, inclusive em mapa batimétrico regional (Figura 5.1.5.3-2), onde as inflexões no contorno batimétrico, denotam claramente a dissecação por que passou esta região do talude (Castro, 1992).

As características peculiares observadas no talude continental estão intimamente relacionadas à estruturação, sedimentação e subsidência por que passou a Margem Continental Sudeste-Sul. Assim, um importante papel na construção desta província foi exercido pela presença dos evaporitos sob a forma de pequenas almofadas de sal. Estes depósitos, que são associados à tectônica adiastrófica iniciada na transição do Albiano

Inferior a Médio, ocasionaram a formação de estruturas dômicas do tipo rollover. Deste modo, os falhamentos lístricos profundos, que muitas vezes atravessam toda ou boa parte da coluna sedimentar, atuaram estruturalmente promovendo a criação de calhas deposicionais que, associadas à intensa progradação sedimentar iniciada a partir do Terciário, condicionaram e esculpíram a morfologia do talude continental ao longo do tempo. Neste contexto verifica-se que a porção sul do talude continental apresenta um grande número de falhamentos profundos com rejeito considerável, os quais atuaram de forma preponderante condicionando a sedimentação e as feições erosionais aí desenvolvidas. Já em direção ao norte, na região do talude situada entre o Grupo Sudeste de Cânions e o Cânion de São Tomé, verificam-se falhamentos profundos com rejeito muito pequeno, denotando uma região de sedimentação tranqüila e pouco estruturada, na qual observa-se a ausência de feições erosionais maiores, tais como cânions submarinos.

- *Platô de São Paulo*

É uma feição fisiográfica situada entre o talude e o sopé continental. Por tratar-se de uma feição anômala presente em algumas margens continentais, foi considerado por Heezen *et al.* (1959 *apud* Castro, 1992), como parte do talude continental. Deste modo, no caso de existir um platô marginal, o talude é dividido em dois setores, o talude propriamente dito e o escapamento marginal. Já Leyden *et al.* (1971), consideraram os platôs marginais como sendo um sopé continental modificado.

A presença do Platô foi reconhecida na década de sessenta; no entanto, só a partir dos anos setenta, é que foram efetivamente realizados. Butler (1970, *apud* Zembruscki, *op. cit.*), descrevendo estruturas rasas no Embaiamento de São Paulo, observou a existência dos domos de sal. Em seguida, com base em trabalhos de refração sísmica, Leyden & Nunes (1972) E Leyden *et al.* (1976) determinaram daqueles depósitos, procurando estabelecer sua gênese e evolução. Além de Zembruscki (1979 *apud* Castro, 1992), outros autores (Brehme, 1984; & Uchupi, 1984 *apud* Mello, 1988) estudaram as principais características do Platô de São Paulo. Segundo Zembruscki (*op. cit.*) seu limite interno é à base do talude continental (2000 m), o externo uma escarpa bem delineada (3000/ 3400 m), a norte a Cadeia Vitória-Trindade e a sul a Dorsal de São Paulo. É dividido em duas porções, norte e sul, com cerca de 230 a 500 km de largura respectivamente, observando-se, no setor sul, a presença de dois patamares limitados por escarpamento entre 600 e 400m de altura. Deste modo, verifica-se que os limites superiores e inferior do Platô de São Paulo estão, respectivamente, nas costas batimétricas de 1900 e 3000m, com gradiente de 1/ 145 (0,4°), a norte; 2200 e 3500 m, com gradiente de 1/ 215 (0,26°), na porção adjacente ao Grupo Sudeste de Cânions; e, a sul, retorna às cotas batimétricas de 1900 e 3000 m, porém, com gradiente mais suave em torno de 1/ 290 (0,19°) (Figura 5.1.5.3-2).

O Platô de São Paulo é constituído por espesso pacote de sedimentos, predominantemente evaporíticos, sob a forma de grandes domos e maciços salinos (Lobo e Ferradaes, 1983). No mapa batimétrico (Figura 5.1.5.3-2), verifica-se que esta região apresenta muitas irregularidades na topografia, que são associadas à presença dos domos e maciços de sal. Sobre estes depósitos, os sedimentos encontram-se deformados, causando, por vezes, protuberâncias no piso oceânico.

O limite externo do Platô é bem caracterizado onde se observa um escarpamento (desnível de 200 a 500 m), que praticamente, se desenvolve ao longo de toda a sua extensão (Perfil batimétrico GG' – Figura 5.1.5.3-8). O limite da província de sal (com ou sem escarpamento) não é coincidente com o limite do Platô em toda a sua extensão. Em algumas regiões o limite fisiográficos do Platô está um pouco além, sendo estabelecido pela sedimentação pós-sal. Ao norte da área o limite externo do Platô, que coincide com o limite dos depósitos evaporíticos, encontra-se na isóbata de 3000 m, apresentando uma escarpa que varia de 300 a 525 m de relevo. Na latitude de 22° 20'S a borda inflete abruptamente para leste e o escarpamento desaparece, passando o limite para a isóbata de 3400 m. A partir daí a escarpa volta a aparecer com valores entre 225 e 375 m. A aproximadamente 24° 30'S, ocorre uma inflexão forte do limite dos evaporitos para oeste e a escarpa de sal, novamente, perde expressividade. Observa-se que a descontinuidade no escarpamento é coincidente com a retração para oeste no limite dos depósitos de sal. Considerando-se a latitude de sua ocorrência, coincidente a das zonas de fratura mapeadas na Margem Continental Sudeste-Sul, supõe-se que haja alguma relação genética entre elas. O preenchimento pelas seqüências sedimentares pós-sal, nas áreas sem a presença de evaporitos, uniformizou a morfologia do fundo oceânico estendendo-se assim o limite fisiográfico do Platô de São Paulo para além do limite do sal. O Platô nessas regiões passa a ser constituído somente por sedimentação não perturbada pela presença de evaporitos, sendo a passagem para o sopé continental gradacional.

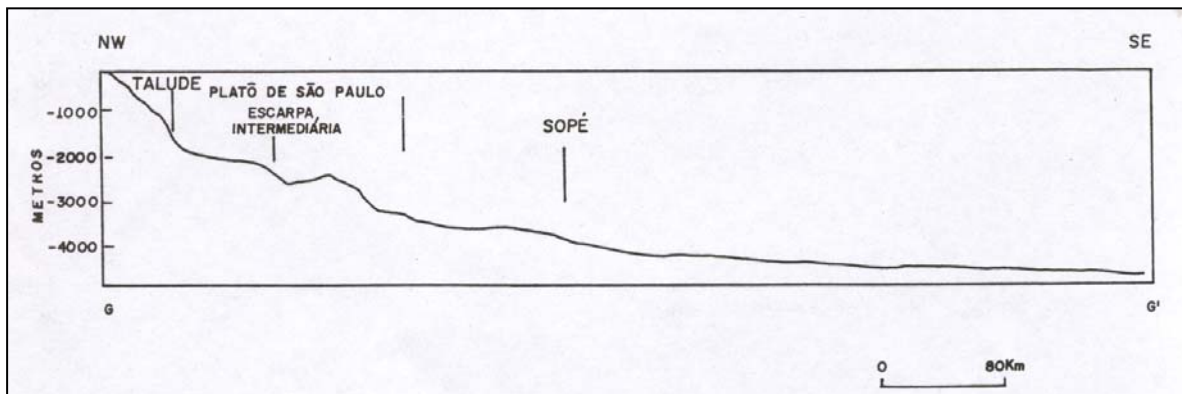


Figura 5.1.5.3-8. Perfil Batimétrico do talude ao sopé continental mostrando o escarpamento que limita o Platô de São Paulo (Castro, 1992).

O campo de Roncador está situado à nordeste da Bacia de Campos, a 130 km do Cabo de São Tomé, entre as cotas batimétricas de 1500 a 1950 m (Figura 5.1.5.3-9). A área do campo (*ring fence*) está inserida numa região cuja fisiografia pode ser dividida em: talude; transição talude-Platô de São Paulo; Platô de São Paulo e cânions submarinos de Grussaí e Itapemirim (que cortam o talude continental). A maior parte do campo de Roncador situa-se na transição do talude continental para o Platô de São Paulo e a área da Plataforma P-52 está inserida nesta transição numa lâmina d'água de aproximadamente 1798 m. Nesta porção do Campo de Roncador, onde está situada a P-52, o gradiente oscila entre 2° e 4° com declividade regional para leste (Petrobras- E&P-SERV/US-SUB/GM). Na área dos cânions submarinos os gradientes oscilam de 1° a 10° . Nas paredes dos cânions verificam-se os maiores valores de gradiente, com ângulos

entre 14° e 30°. Na transição talude/Platô de São Paulo a batimetria varia de 1480 a 1700m, com gradiente regional suave de 2° a 5°. Na região do Platô de São Paulo a lâmina d'água varia de 1700 a 1950 m com gradientes muito suaves entre 0° e 2°.

Figura 5.1.5.3-9 – A3

5.1.5.4. Cobertura Sedimentar e Faciologia

Parte do texto a seguir, que trata dos aspectos regionais da cobertura sedimentar para a margem continental foram transcritos ou modificados do relatório Estudo de Impacto Ambiental- Atividade de produção de óleo e gás no Campo de Marlim Sul – Bacia de Campos de autoria da CEPENAR EIA – Plataforma P-38 e P-40 - Marlim Sul.

A cobertura sedimentar das Margens Continentais e Zonas Costeiras está intimamente ligada às variações do nível do mar. As mais importantes, em termos de sedimentação superficial, foram à regressão ocorrida no Pleistoceno Superior e a subsequente transgressão Holocênica (Figura 5.1.5.4-1).

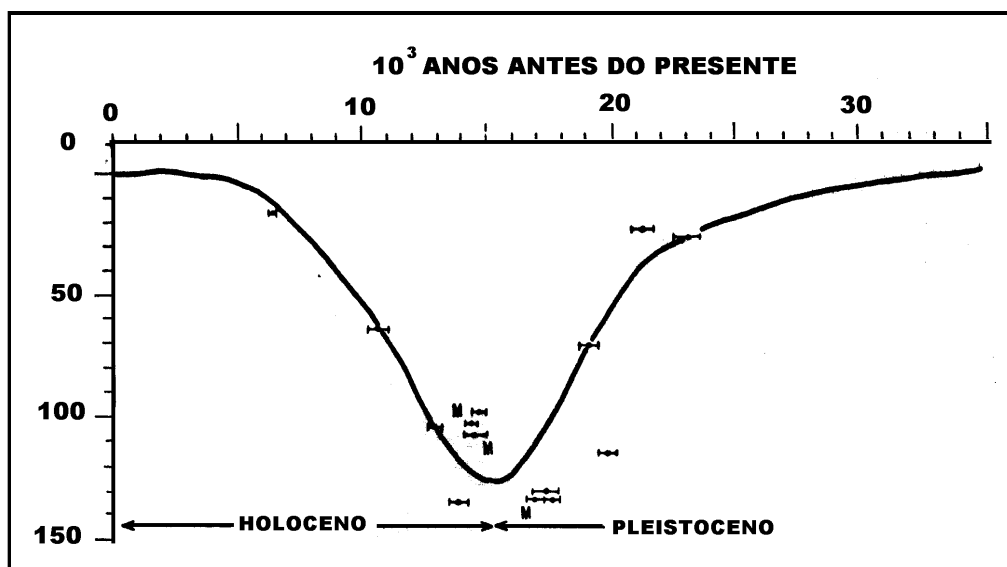


Figura 5.1.5.4-1. Confronto entre datações por C¹⁴ em amostras da Plataforma Continental Brasileira e a curva de variação do nível do mar de Milliman e Emery (alterada de Kowsmann e Costa, 1979 *apud* Castro, 1992).

O abaixamento do nível do mar durante o Pleistoceno, como se pode ver na Figura 5.1.5.4-1, foi superior a 100m, gerando: avanço da linha de costa sobre a plataforma até as proximidades do talude; aumento na taxa de sedimentação no talude e alteração no padrão de circulação (Kowsmann e Costa, 1979 *apud* Castro, 1992).

A posterior elevação do nível do mar, ocorrida no Holoceno, deslocou novamente a linha de costa, forçando o retrabalhamento dos sedimentos continentais depositados onde atualmente temos a Plataforma Continental. O afogamento das principais fontes de sedimento terrígeno restringiu sua deposição aos estuários e Plataforma interna.

A descrição da cobertura sedimentar na Margem Continental tomou como base o Mapa Faciológico dos Sedimentos Superficiais da Plataforma; e Sedimentação Quaternária no Oceano Profundo (Kowsmann e Costa, 1979 *apud* Castro, 1992), gerado pelo Projeto REMAC (Figura 5.1.5.4-2).

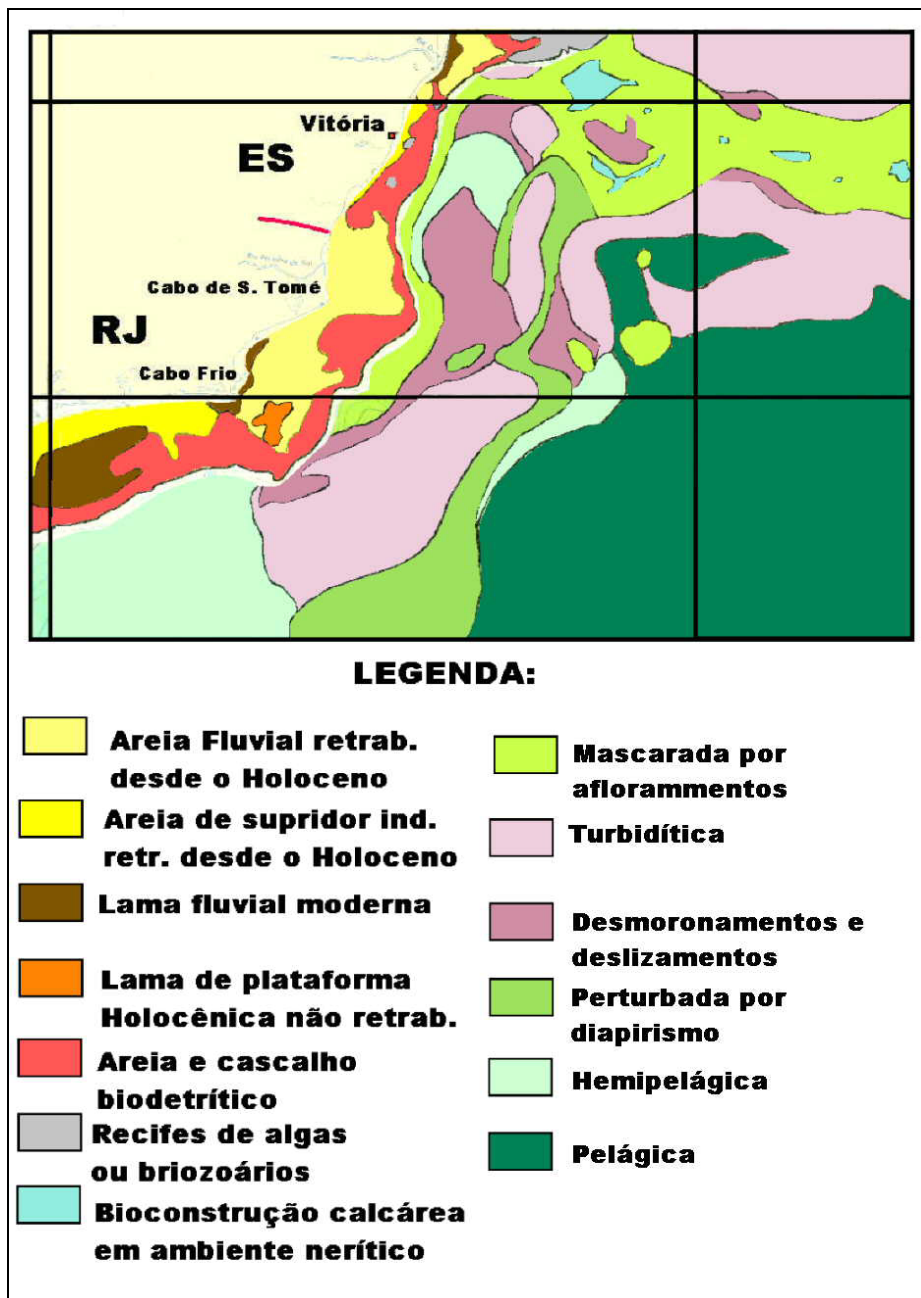


Figura 5.1.5.4-2. Trecho entre Cabo Frio (RJ) e Rio Doce (ES) do Mapa Faciológico dos Sedimentos Superficiais da Plataforma; e Sedimentação Quaternária no Oceano Profundo (alterado de Kowsmann e Costa, 1979b *apud* Castro, 1992).

a) *Plataforma Continental*

De uma maneira geral, a cobertura sedimentar da plataforma continental da região compreendida pela Bacia de Campos, apresenta uma distribuição de sedimentos arenosos representados pelas areias quartzosas, areias quartzosas com biodetritos, areias quartzosas com cascalho biodetríticos, areias quartzosas com lama e areias quartzosas com lamas e biodetritos. Os sedimentos lamosos também encontrados na

plataforma, referem-se às lamas com areias, enquanto que os sedimentos carbonáticos compreendem os biodetritos e as areias biodetríticas (Figura 5.1.5.4-3) .

Com relação à distribuição dos sedimentos superficiais, na plataforma continental em questão, são apresentadas a seguir as principais características desses sedimentos:



Figura 5.1.5.4-3. Mapa Fisiográfico e Faciológico Regional da Bacia de Campos.

- *Areias Quartzosas*

As areias de composição quartzosa (< 10% de carbonatos), formam uma larga faixa de concentração que se estende de norte a sul ao longo da plataforma continental interna a média e desde a cota batimétrica de 20 a 100 metros. Esta faixa apresenta uma largura considerável a partir de Itabapoana até as proximidades de Cabo Frio.

A faixa arenosa compreende as areias quartzosas, areias quartzosas com biodetritos, areias quartzosas com cascalho biodetrítico, areias com lamas e areias quartzosas com lama e biodetritos. Nesta faixa existe um predomínio de areias de granulometria média a NE e areias finas predominando a leste de Cabo Frio, precisamente na plataforma interna e média. A sudeste de Cabo Frio, a faixa arenosa encontra-se interrompida pela ocorrência de uma elevada concentração de lamas sílticas-argilosas. Associada à faixa arenosa, ocorrem também pequenas concentrações de areia muito fina, lamas e biodetritos distribuídas de maneira dispersa.

- *Biodetritos e Areias Biodetríticas*

Os biodetritos e as areias biodetríticas carbonáticas ocorrem numa extensa faixa com elevada concentração de carbonato de cálcio ($\text{CaCO}_3 > 75\%$). Esta faixa é dominante na porção central da área, com as profundidades de 50 e 70 metros e entre 160 e 200 metros, fazendo parte da plataforma média e externa. Apresenta-se estreita a nordeste da área e se alarga em direção a sudeste, onde é interrompida pela alta concentração de lama localizada à sudeste de Cabo Frio (Figura 5.1.5.4-3).

Nessa faixa predominam os biodetritos encontrados sob a forma de fragmentos de algas calcárias e blocos carbonáticos, nela ocorrem também pequenas porções localizadas de areias biodetríticas. Os biodetritos encontram-se, por vezes, associados às lamas em profundidades superiores a 150 metros.

- *Lamas*

A área apresenta uma larga faixa com teor de lama inferior a 5 %, estendendo-se ao longo da plataforma interna e externa, possui pequenas concentrações locais com valores variando nos intervalos de 5-25% e de 25-50%. Observa-se também uma grande faixa de lama com teores entre 5-25%, localizada a leste de Cabo Frio.

As maiores concentrações de lamas (50-75%) existentes na área, ocorrem entre as profundidades de 120 a 180 metros, localizadas na plataforma externa a sudeste de Cabo Frio. O material lamoso é representado principalmente por lamas sílticas-argilosas e uma pequena quantidade de areias e biodetritos associada (Figura 5.1.5.4-3).

Verificou-se, no entanto, que as elevadas concentrações de lama ocorrem nas proximidades de Cabo Frio, onde o percentual pode variar dentro dos intervalos de 50-75% a sudeste, e de 25-50% a sudoeste de Cabo Frio. Em grandes profundidades da plataforma externa, o teor de lama também ocorre numa faixa com valores entre 50-75%, coincidentes com os dados pretéritos.

Ao longo da plataforma externa, encontra-se uma lata concentração de lama síltica arenosa e a partir da cota batimétrica de 150 metros e que se estende a maiores profundidades. Por outro lado, pequenas porções de lamas sílticas-argilosas (5-25%) ocorrem associadas á faixa arenosa próximo à costa, nas proximidades dos 20 e 35 metros.

- *Talude Continental*

A cobertura sedimentar do talude da Bacia de Campos está fortemente condicionada a morfologia da área, predominando a ocorrência de sedimento lamoso com adensamento normal, vasa de nanofósseis e foraminíferos (Kowsmann, *et al.*, 1996), lamas pré-adensadas nas proximidades dos cânions submarinos.

- *Platô de São Paulo*

Embora o Platô de São Paulo contenha abundantes lamas, diferencia-se do talude por apresentar também diamictitos e areias associadas a sistemas turbidífticos (Machado *et al.*, 1998 *apud* Castro, 1992).

Para subsidiar a descrição geológica e geomorfológica do fundo marinho da área compreendida pelo Campo de Roncador, incluindo as condições de estabilidade do fundo marinho, foram utilizados dados de amostras superficiais, furos a pistão (kullenbergs) e furos geotécnicos do Banco de Dados da Petrobras. Este mapeamento do fundo marinho aborda aspectos da geologia do Campo de Roncador, através dos quais é possível ter uma visão integrada e bastante completa.

O Campo de Roncador, quase em sua totalidade, se insere no domínio das lamas. A área está dividida em cinco zonas com base em aspectos geológicos do fundo e do subfundo marinho (Figura 5.1.5.4-4): zona I - argila normalmente adensada; zona II - argila ligeiramente pré-adensada; zona III - argila heterogênea; zona IV - acumulações carbonáticas (bioconstruções fosseis), de forma errática; e zona V - remoção. Esta subdivisão não leva em conta a presença de uma delgada (60 cm) camada argilosa (drape de idade holocênica – vasa pelágica) que recobre praticamente todo o fundo marinho da área estudada, a exceção de pequenas áreas onde ocorreu a sua remoção. O leito marinho na área da P-52 é composto por lama (GEOMAR, 1996 e E&P-SERV/US-SUB/GM, 2003) (Figura 5.1.5.4-3).

As ocorrências de regiões de movimento de massa no passado geológico têm importância minimizada quando está presente drape holocênico recobrando o fundo marinho, o que garante que nos últimos 11000 anos não houve movimentações de sedimentos significativas. Isto inclui também os talwegues dos cânions, indicando que estes, igualmente, estiveram inativos. Desta forma, a presença de vasa holocênica nas amostras de fundo coletadas (análise bioestratigráfica – conteúdo de foraminíferos presentes), fornecem a indicação de ausência de atividade erosiva, ou evento catastrófico no solo marinho nos últimos 11000 anos (Holoceno) (GEOMAR, 1996).

As argilas aqui consideradas pré-adensadas, assim o foram por constatar-se que anteriormente à situação atual estiveram soterradas a maiores profundidades, tendo havido a remoção de camadas sotopostas. Por isso, o termo pré-adensamento tem caráter qualitativo.

Figura 5.1.5.4-4 – A3

5.1.5.5. Estabilidade do Talude

Estudos de estabilidade do talude realizados no talude da Bacia de Campos utilizam dados geofísicos, geotécnicos, sismológicos, geológicos, ensaios de CPT e VANE, ensaios em laboratórios, estudos de argilominerais e matéria orgânica para subsidiar modelagens matemáticas do comportamento dos sedimentos no talude sob diferentes condições.

Amaral *et al.* (1994) realizaram a “Análise de Estabilidade do Talude Submarino de Marlim”. Os dados obtidos, segundo os autores, podem ser estendidos também para os campos de Barracuda, Bijupirá e Salema, mas estão restritos a 1200 metros de profundidade. As conclusões deste relatório são descritas abaixo:

- O momento geológico atual, de nível alto e de sedimentação no talude negligível, não apresenta risco potencial sobre as facilidades e equipamentos de produção, no que tange a estabilidade do talude.
- Dados paleontológicos, sedimentológicos e geotécnicos revelam que o último grande movimento de massa, observado no talude sobre o campo de Marlim é caracterizado como não-desintegrável (identificado como Slump 5), cessou há 53.000 anos atrás, estando relacionado com um período de rebaixamento do nível de mar.
- A simulação, por diferenças finitas, das poropressões geradas por sobrecarga sedimentar e oscilações do nível do mar, nos últimos 120.000 anos, indicam que os picos de excesso de poropressão ocorrem durante fases de rebaixamento do nível do mar, sendo o maior excesso constatado há 68.000 anos atrás.
- A análise de estabilidade estática mostra que taludes com as propriedades geomecânicas e gradientes como os de Marlim são naturalmente estáveis. As dimensões do movimento de massa, suas dimensões, sua natureza não-desintegrativa (camadas dobradas) e a pequena inclinação média do talude (2 graus) constatados em Marlim, caracterizam que o processo de movimento de massa é ocasionado por rastejo (creep) e/ou por abalo sísmico. Conclui-se ainda da análise, que o fator de segurança estático é tão mais sensível ao valor da poropressão quanto menor é a inclinação do talude.
- O excesso de poropressão necessário para que se atinja a superfície de plastificação ou uma superfície crítica que detone o processo de fluência de um material é extremamente influenciado pelo estado de tensões original. As poropressões avaliadas pela simulação foram suficientes para iniciar um processo de plastificação e conseqüente relaxação dos níveis de tensões.
- A simulação das deformações advindas do rastejamento do talude, por elementos finitos e utilizando um modelo visco-elástico, indica que o processo de fluência congela num período de 10.000 a 15.000 anos. Isto é devido tanto à relaxação das tensões efetivas como ao endurecimento plástico com o tempo, embutido no modelo.

- A duração provável do último evento de movimentação de massa não-desintegrativo é de cerca de 15.000 anos, sendo compatível com a janela temporal determinada pelo modelo visco-elástico. Segundo a análise de poropressão, o processo de rastejo poderia ter sido detonado próximo há 68.000 anos e cessou há 53.000 anos.
- Os deslocamentos alcançados durante a simulação visco-elástica demonstram que os mesmos são suficientes para induzir o amarrotamento das camadas, conforme observado nas seções sísmicas e nos testemunhos. As deformações alcançadas são diferenciadas ao longo do talude, sendo maiores na parte superior deste. Esta deformação diferenciada permite supor que, concomitantemente ao processo de rastejamento, tenha havido um deslizamento de parte do talude superior galgando sobre o talude médio. Em profundidade observou-se uma concentração de deformação na interface imediatamente acima do plano preferencial de deslizamento.
- A simulação visco-elástica mostrou o processo de geração e crescimento de falhas lítricas, que migram da base da camada preferencial de deslizamento até o piso marinho. Estas falhas estão associadas a trechos em que ocorrem tensões de tração. Estas tensões foram observadas nas seções sísmicas transversais ao talude de Marlim.
- A calibração da lei constitutiva de fluência através de ensaios de laboratório mostrou que a lei potencial tradicional, amplamente utilizada em simulações de creep em sal, deveria conter a tensão média octaédrica como variável de estado adicional, o que foi contemplado no modelo.
- As avaliações probabilísticas da estabilidade do talude, a partir da ação de sismos, indicam que o risco potencial de deslizamento é muito baixo dentro do período de 30 anos, vida útil das instalações de produção; respectivamente 1,55% para Albacora e 0,89% para Marlim. Essas probabilidades correspondem a um período médio de recorrência de 1.925 anos e 3.342. A aceleração horizontal máxima suportável pelo talude de Albacora é de 14% da gravidade (g) e de Marlim é de 18% de g. Considerando-se, na pior das hipóteses, que essas sejam acelerações epicentrais, elas corresponderiam a um sismo de magnitude 5,0 e 5,2 respectivamente. Estes valores de magnitude nunca foram alcançados historicamente na Bacia de Campos.
- O mais recente evento de movimento de massa ocorrido em Marlim, de caráter desintegrativo (fluxo de detritos), apesar de não ser tratado no relatório, data de 43.000 anos atrás, dentro ainda de um período de mar descendente.
- Pelo exposto acima, conclui-se que o talude de Marlim não apresenta potencial de risco de movimento de massa durante o período de exploração do campo.

Trabalho semelhante ao descrito acima foi realizado no campo de Roncador por Paganelli *et al.* (2001) com estudos de estabilidade dos flancos ou paredes laterais dos cânions de Grussai e Itapemirim. Foram utilizados dados geofísicos, geotécnicos, sismológicos, geológicos, ensaios de CPT e VANE, ensaios em laboratórios, estudos de argilominerais e matéria orgânica para subsidiar modelagens matemáticas do comportamento dos sedimentos sob diferentes condições.

Foram conduzidos dois estudos. No primeiro analisou-se a estabilidade estática dos flancos onde é considerado somente o efeito gravitacional ou peso do maciço. Neste caso foram obtidos fatores de segurança superior a 1.20, o que representam os valores normalmente encontrados em taludes naturais representando a segurança aceitável para operação.

No segundo analisou-se a estabilidade pseudo-estática dos taludes onde é considerado o efeito de sismos. Nesse estudo determina-se a aceleração de impacto imposta por um sismo que provocaria a instabilidade do talude. Com base nessa aceleração e estudos estatísticos da região é determinado o período de retorno. As normas recomendam que os períodos de retorno sejam superiores há 200 anos.

Para a locação do FPSO Brasil, no Campo de Roncador, algumas seções críticas utilizadas no estudo de estabilidade apresentaram períodos de retorno inferiores a 200 anos, o que não atenderia a norma. Entretanto, deve-se levar em consideração que o Brasil é considerado um país de pequena atividade sísmica, principalmente nesta região da Bacia de Campos, não existindo, portanto um registro histórico consistente que permita um estudo estatístico ou de engenharia sismo-resistente de modo a se definir curvas de "frequência x magnitude" e leis de atenuação das ondas de impacto mais confiáveis. No caso da Bacia de Campos foram analisados os poucos registros existentes e procurou-se inferir essas curvas, por analogia com a região leste dos Estados Unidos, o que pode resultar em fatores de segurança conservadores. Associando-se a esta limitação do dado sismológico o fato de ter sido encontrado a camada de Ooze em toda região, conforme laudo do GEOMAR/PETROBRAS (2002), pode-se afirmar que nos últimos 11000 anos não ocorreram deslizamentos significativos. Desta forma, pelo fato dos períodos de retorno de acelerações críticas de instabilização dos taludes terem grande sensibilidade aos dados de entrada e terem sido inferidos de modo conservador e pelo fato de existir a evidência objetiva da presença de Ooze, o que nos garante um período de recorrência estável do talude para os últimos 11000 anos, pode-se inferir que não existe a previsibilidade do risco iminente de instabilidade dos flancos dos taludes dos cânions sob o efeito de sismos.

Com os novos dados obtidos com o levantamento geotécnico de 2002/2003 foi avaliada a estabilidade do talude na área da plataforma P-52, utilizando os mesmos procedimentos aplicados nos estudos anteriores. A análise de estabilidade foi efetuada calculando-se o fator de segurança do talude a partir de dados geotécnicos, estratigráficos e batimétricos do leito marinho (CENPES/PDP/MC). A seção geológica do talude com maior declividade foi utilizada na análise por ser considerada a seção mais crítica propiciando uma análise robusta e bem conservadora das porções mais suscetíveis de potenciais escorregamentos da área em torno da P52. Foi efetuada nesta seção a análise estática com a obtenção do fator de segurança estático que define a condição de estabilidade do talude, visando a segurança contra possíveis deslizamentos

A seção geológica analisada possui características de depósito sedimentar normalmente adensado, com perfis geotécnicos muito semelhantes tanto no furo geotécnico localizado na parte alta acima da crista do talude como no furo localizado na parte baixa do sopé e da escarpa. O fator de segurança estimado obtido de 1,284 é considerado um valor admissível para taludes naturais aproximadamente homogêneos. Assim, o talude nas imediações da plataforma P-52 é considerado seguro (CENPES/PDP/MC).

5.1.5.6. Recursos Minerais

Parte do texto a seguir, que trata dos aspectos regionais da cobertura sedimentar para a margem continental foram transcritos ou modificados do relatório Estudo de Impacto Ambiental- Atividade de produção de óleo e gás no Campo de Marlim Sul – Bacia de Campos de autoria do CEPEMAR EIA – Plataforma P-38 e P-40 - Marlim Sul.

Há muito que o mar se tornou alvo das atenções devido às riquezas minerais ali encontradas. A revolução tecnológica observada no século XX propiciou ao homem pesquisas cada vez mais sofisticadas e precisas, possibilitando, então, desvendar os segredos do mar, inclusive no quesito recursos minerais.

Mero (1965) descreve, à luz do conhecimento da época, os principais recursos encontrados nos oceanos. Seu trabalho, embora desatualizado no quantitativo dos recursos, continua válido quanto aos tipos de recursos encontrados: areia quartzosa, calcário, minerais pesados, fosfatos, argilas, nódulos polimetálicos, evaporitos, enxofre, petróleo, etc.

Em termos de Margem Continental Brasileira, o conhecimento dos recursos minerais, excetuando-se o petróleo, é incipiente e restringe-se, basicamente à plataforma continental. O conhecimento geral e integrado remonta ao Projeto REMAC, quando foi feito um mapeamento (Figura 5.1.5.5-1), com base nos dados existentes à época. É com base no Mapa de Recursos Minerais Superficiais da Plataforma Continental Brasileira (Amaral *et al.*, 1979A *apud* Castro, 1992) que será caracterizada a potencialidade da Bacia de Campos.

O petróleo é o que de mais importante ocorre na região, sendo a bacia a principal produtora do país, com meta de produção média, para este ano, de 1.000.000 barris/dia.

b) Carbonatos

Amaral *et al.* (1979B *apud* Castro, 1992) descrevem ocorrências de carbonatos, areia, argila, minerais pesados, fosfatos, além de evaporitos e enxofre na Margem Continental Brasileira.

Os carbonatos são de extremo interesse na construção civil, na indústria de cimento, cal virgem, cal hidratada, álcalis, sabões, filtros. São delimitadas 6 faixas de ocorrência, sendo 2 destas localizadas entre Vitória (ES) e Cabo Frio (RJ) e descritas a seguir:

- Do extremo norte do Espírito Santo até a sul de Guarapari, com percentuais acima de 95%, exceto nas extremidades da área, onde temos 75 a 95% de carbonatos. A profundidade de ocorrência varia de 5 a 10m até 80 m, podendo atingir 200 m. Vias de regra são mistura de areia e cascalho, ocorrendo à predominância de algas calcáreas, recifes de briozoários, halimeda e foraminíferos bentônicos entre os organismos que geram os depósitos.

- Entre o Cabo de São Tomé e Santos, com teores entre 75 e 95% de carbonatos, ocorrendo pontualmente concentrações maiores. Os depósitos, em sua maioria, estão além dos 100 m de profundidade, mas localizadamente, como ao sul do Cabo de São Tomé, podem ocorrer em profundidades de 45 m. A granulometria é, predominantemente, arenosa, podendo ocorrer mistura de areia e cascalho e, localmente, lama.

A qualidade dos depósitos carbonáticos e a quantidade observada na Margem continental Brasileira têm grande valor pela variada aplicação do recurso (Amaral *et al.*, 1979B *apud* Castro, 1992).

A legislação vigente proíbe a pesquisa e exploração em profundidades inferiores a 20 m, buscando evitar a alteração da linha de costa e ameaça a espécies que sobrevivem neste substrato. Na Bahia e Espírito Santo ocorre lavras deste recurso.

c) Argila e Areia

As argilas marinhas, ricas em matéria orgânica e pobre em CaCO_3 são de grande interesse na indústria de cerâmica. Na Figura 5.1.5.6-1 pode-se notar que apenas próximo à desembocadura do rio Paraíba do Sul e a SE de Cabo Frio temos pequenas ocorrências com teor de lama superior a 75%. A lama encontrada no talude, vide Figura 5.1.5.4-3 (GEOMAR/PETROBRAS, 2002), requer mais estudos para verificação de seu potencial.

Areia e cascalho são importantes em obras de construção civil, aterros hidráulicos, etc. O grande problema na utilização da areia e do cascalho na construção civil é o sal presente nos interstícios, o que pode ser facilmente resolvido com lavagem com água doce. Os depósitos de interesse econômico são os de areia grossa a média, com baixo teor de lama (<25%) e razão feldspato/(quartzo+feldspato) entre 0,05, classificadas como ortoquartzíticas, e 0,1, classificadas como sub-ortoquartzíticas. Na região deste estudo, Bacia de Campos, segundo Amaral *et al.* (1979B), temos uma larga faixa arenosa quartzofeldspática, que engloba 2 ocorrências sub-ortoquartzíticas na plataforma interna, uma em frente ao Cabo de São Tomé e a outra entre a Lagoa Feia e Macaé.

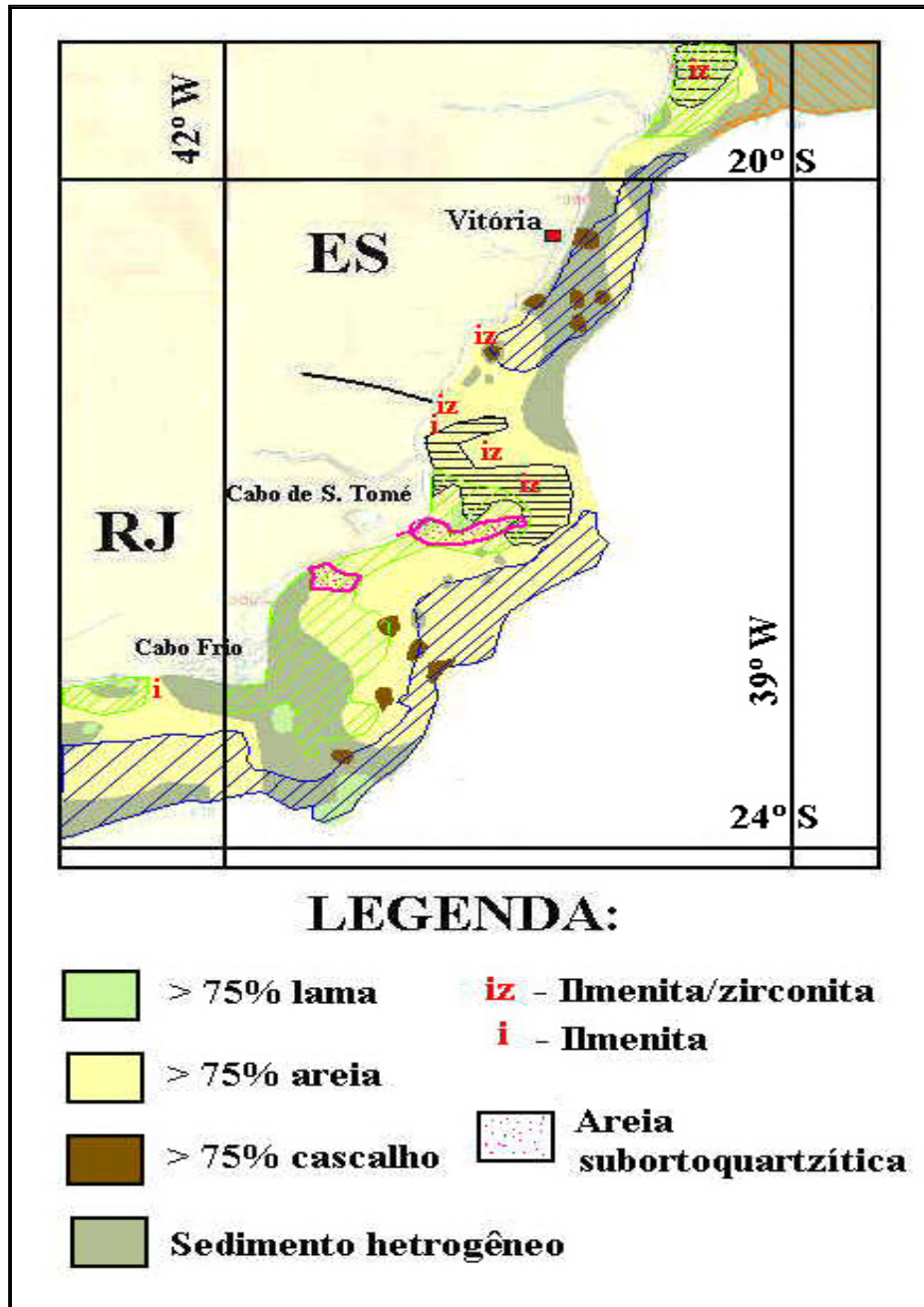


Figura 5.1.5.6-1. Mapa de Recursos Minerais da Plataforma Continental.

d) Minerais Pesados e Gemas

Nesta categoria temos ouro metálico, platina, cassiterita, ilmenita, rutilo, zirconita, monazita e diamante. Por sua resistência química e mecânica tendem a se concentrar em ambientes litorâneos de grande energia (Palma, 1979 *apud* Castro, 1992), próxima à área fonte. Paleolinhas de costa e antigas drenagens fluviais são locais para a prospecção na plataforma (Palma, op. cit.).

Depósitos de monazita são observados entre a foz do rio Doce (ES) e Itabapoana (RJ), com reservas estimadas de 1465479 t de ilmenita, monazita, zirconita e rutilo (Barreto e Porto, 1972 *apud* Palma, 1979 *apud* Castro, 1992).

e) *Evaporitos e Enxofre*

Formado em ambientes salinos de elevada evaporação e circulação restrita, o que aumenta a concentração dos sais dissolvidos na água, reduzindo a solubilidade e gerando a precipitação, seguindo uma seqüência de deposição determinada pelo coeficiente de solubilidade:

- CaCO_3 - camada de calcário
- CaSO_4 - camada anidrita
- NaCl + pouco CaSO_4 - camada de halita
- $\text{K}_2\text{SO}_4 \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 2\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ - camada de polihalita
- KCl + $\text{KCl} \cdot \text{MgCl}_2 \cdot 6\text{HO}$ - camada de silvita e carnalita

Ambientes com as características para a deposição de sal ocorrem atualmente, sendo utilizados na extração de NaCl (sal de cozinha). Essas salmouras são encontradas na Região dos Lagos (RJ).

O cloreto de sódio (NaCl), embora seja amplamente utilizado, não é o sal de maior importância econômica dentre os da seqüência de deposição mostrada acima, e sim os sais de potássio (K) e magnésio (Mg), mais solúveis, logo os últimos a se depositarem e mais raros nos depósitos.

A ocorrência e exploração dos evaporitos está relacionada à presença de camadas de sal em bacias sedimentares, gerando os chamados diápiros de sal devido a halocinese. Desta forma, a Bacia de Campos, onde temos uma Província de Domo (Dias, 1987), apresenta um bom potencial para a exploração de evaporitos, embora não seja ainda, viável economicamente.

Associado aos domos salinos podemos encontrar o enxofre formando a rocha capeadora, que é observada na extremidade superior do domo.