

### 3.1.2-2 – Litologia e Estratigrafia

No Continente, entre Vitória e Cabo Frio, tem-se um arcabouço cristalino de rochas Pré-Cambrianas. Segundo a descrição que acompanha o Mapa Geológico do Estado do Rio de Janeiro (Fonseca, 1998), estado no qual se localiza a maior parte da bacia objeto deste estudo, a composição geral é de Rochas Metamórficas dos Complexos Juiz de Fora, Paraíba do Sul, São Fidélis, Região dos Lagos, Unidades Itaiópolis e Búzios, Pré-Cambriano indiferenciado, Gnaisses do Raposo, além de Rochas Magmáticas do Complexo Bandado de Itabapoana, Plutônicas Brasileiras a Pré-Brasileiras, Básicas e Ultrabásicas do Norte Fluminense, Outros Corpos Sintectônicos. Somam-se a estas Corpos Magmáticos de idade mais recente que o Paleoproterozóico/Neoproterozóico.

A partir do Mesozóico ( $\pm 135$  MA), surgem os diques básicos, os diques alcalinos e as rochas alcalinas, seguindo-se, no Terciário, o Grupo Barreiras e, no Quaternário, os Sedimentos Fluviais, Flúvio-marinhos e Marinheiros.

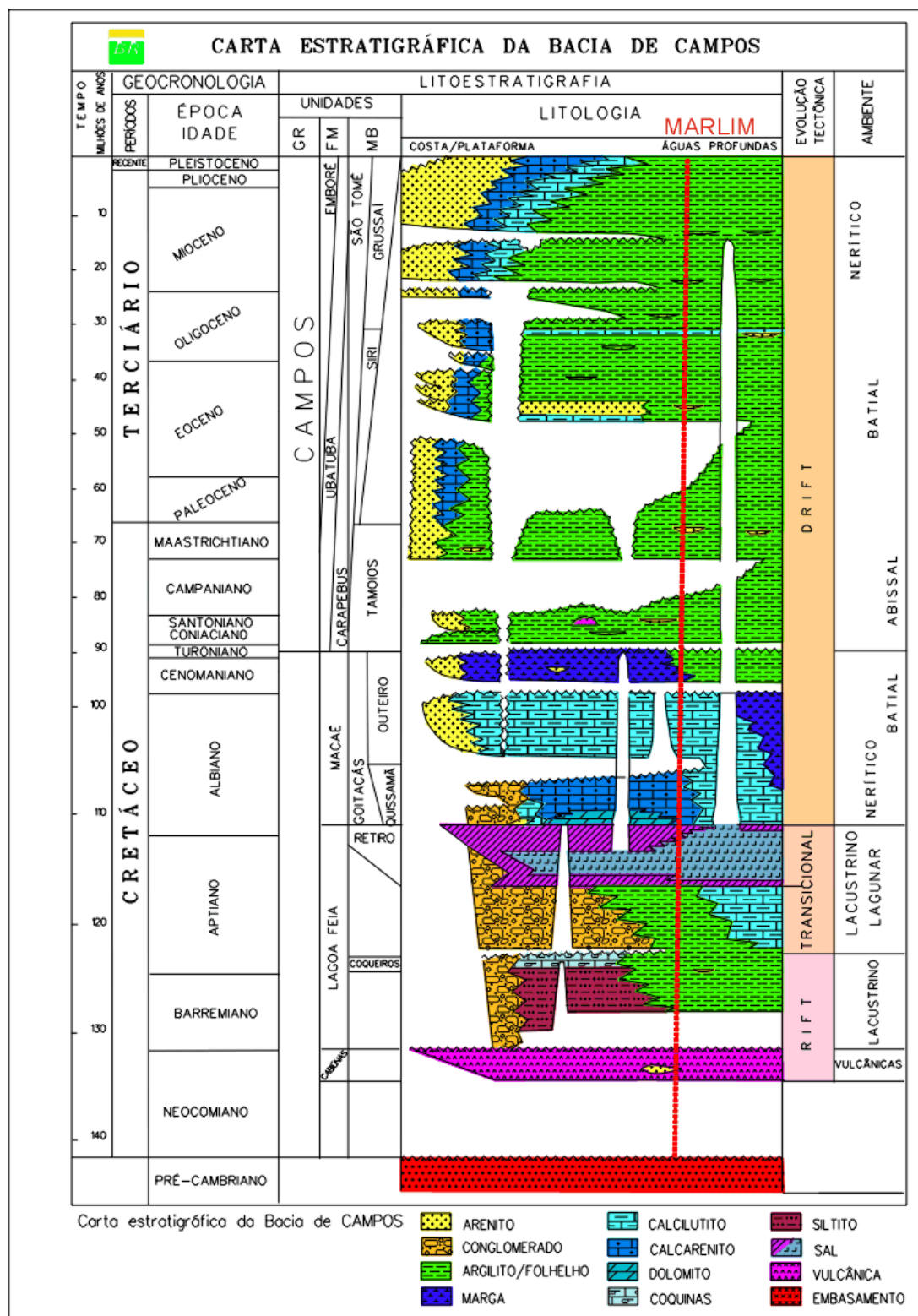
As bacias sedimentares marginais brasileiras, como dito anteriormente, têm seu processo de formação associado à formação de um “RIFT”, o que condiciona toda a tectônica das bacias e, conseqüentemente, toda a deposição sedimentar e vulcanismo ocorrido.

Conforme a Carta Estratigráfica da Bacia de Campos (Figura 3.1.2.2-1) fornecida pelo GEXP/GEINT/PETROBRAS (2000C), na qual está locado o campo de Marlim, tem-se na base da coluna o embasamento cristalino Pré-Cambriano. Sobre este tem-se a deposição da fase “Rift” de evolução tectônica, que se inicia no final do Neocomiano, com a deposição da Formação Cabiúna.

A continuidade do processo de rifteamento forma um lago, tendo início a deposição da Formação Lagoa Feia, que avança desde o Barremiano ( $\pm 130$  MA) até o fim do Aptiano ( $\pm 112$  MA). A partir deste ponto, a evolução tectônica é classificada como Transicional, com características ambientais evoluindo de lacustrina para lagunar.

Entre o Albiano (112 MA) e o Turoniano médio (90 MA) ocorre a deposição da Formação Macaé, que inclui os Membros Goitacás, Quissamã e Outeiro. O ambiente neste período tem característica Nerítica e Batial.

Do Turoniano médio (90 MA) ao final do Pleistoceno temos a deposição do Grupo Campos, que inclui as Formações Carapebus, Ubatuba e Emboré, englobando os Membros Tamoios, Siri, Grussaí e São Tomé. O ambiente de deposição tem características Nerítica, Batial. E Abissal.



Fonte: GEXP/GEIN/PETROBRAS (2000D)

**Figura 3.1.2.2-1: Carta Estratigráfica da Bacia de Campos, incluindo a localização do campo de Marlim**

A descrição estratigráfica transcrita a seguir foi fornecida pelo GEXP/GEIN/PETROBRAS (2000D):

**Formação Cabiúnas** – Derrames basálticos eocretáceos que constituem o assoalho de todo preenchimento sedimentar da Bacia de Campos. A **Formação Cabiúnas** se caracteriza por basalto amigdaloidal cinza e castanho, organizado em derrames e níveis de piroclásticos interestratificados com conglomerado polimítico cinza-esverdeado (Mizusaki et al. 1989). As idades mais antigas são compatíveis com a posição estratigráfica dos basaltos Cabiúnas, situados sob rochas sedimentares de idade barremiana da Formação Lagoa Feia.

**Formação Lagoa Feia** – Definida por Schaller (1973), abriga rochas de naturezas diversas, como conglomerado polimítico, arenito grosso conglomerático, arenito muito fino castanho, folhelho cinza e castanho-escuro e siltito cinza e verde. Dois tipos de rochas merecem destaque na forma de membros: o **Membro Coqueiros** denomina a coquina a pelecípodes cinza e creme; O **Membro Retiro** designa uma suíte evaporítica, composta essencialmente por halita hialina e anidrita branca. As camadas de halita com frequência estão fortemente remobilizadas, originando grandes domos de sal, que perfuram boa parte das rochas sedimentares sobrejacentes. O contato inferior da **Formação Lagoa Feia** com a **Formação Cabiúnas** é discordante, enquanto que o contato superior é em geral concordante, com a **Formação Macaé**. As datações por ostracodes conferem à formação Lagoa Feia as idades barremiana e aptiana.

**Formação Macaé** – Formalizada por Schaller (1973), para designar os calcirruditos, calcarenitos e calcilitos sobrepostos aos evaporitos Lagoa Feia. A formação possui três membros litologicamente muito distintos. O **Membro Quissamã** designa espessos leitos de calcarenitos e calcirrudito oolítico e detrital creme-claro, por vezes extensivamente dolomitizado. O **Membro Outeiro** reúne calcilito creme, marga cinza-clara e folhelho cinza, por vezes camadas isoladas de arenitos turbidíticos. O **Membro Goitacás** caracteriza-se por conglomerado polimítico e arenito mal selecionado, e subordinadamente por calcilito branco e marga cinzenta. A **Formação Macaé** em geral recobre concordantemente a **Formação Lagoa Feia**, e é recoberta em discordância pela **Formação Ubatuba**. Os membros da **Formação Macaé** interdigitam-se entre si, tendendo o **Membro Goitacás** a se dispor mais próximo à costa, junto à linha de charneira a oeste. As datações bioestratigráficas com base em palinórfos, foraminíferos planctônicos e nanofósseis calcários conferem idades albiana e cenomaniana à **Formação Macaé**.

**Grupo Campos** – Proposto por Schaller (1973) como formação, para designar a seção clástico-carbonática sobreposta aos carbonatos Macaé. O Grupo Campos compreende as formações Ubatuba, Carapebus e Emborê.

**Formação Ubatuba** – Inicialmente definida como Membro Ubatuba (Schaller, 1973), nomeia a seção pelítica sobreposta em discordância aos carbonatos Macaé e lateralmente interdigitada com os clásticos e carbonatos da **Formação Emborê**. A **Formação Ubatuba** é composta por milhares de metros de pelitos, especialmente folhelho cinza-escuro e esverdeado, argila e marga cinza-clara, calcilitos cinza e creme e diamictito cinzento. Interpostos a estes sedimentos de baixa energia, ocorrem dezenas de arenitos turbidíticos, coletivamente referidos como **Formação Carapebus**. A parte inferior da **Formação Ubatuba** foi individualizada no **Membro Tamoios**, cujas rochas se distinguem das do restante da unidade por apresentarem litificação mais pronunciada. As datações bioestratigráficas com base em foraminíferos planctônicos, nanofósseis calcários e palinórfos conferem ao **Membro Tamoio** as idades turoniana e maastrichtiana. A sedimentação dos pelitos Ubatuba prosseguiu pelo Cenozóico, até o Holoceno. Esta unidade foi depositada em ambiente francamente marinho, batial e abissal.

**Formação Carapebus** – Caracteriza-se por arenito fino a conglomerático, organizado em camadas intercaladas com os pelitos da **Formação Ubatuba**. Os arenitos Carapebus resultam da atuação de corrente de turbidez em ambiente de talude e bacia, do Turoniano ao Holoceno.

**Formação Emborê** – Definida por Schaller (1973) como arenito e carbonatos impuros sobrepostos e lateralmente interdigitados com os pelitos Ubatuba. O **Membro São Tomé** designa os clásticos grossos vermelhos que ocorrem ao longo da borda oeste da bacia; o **Membro Siri** é formado por calcarenito bioclástico creme-claro; e o **Membro Grussaí** compõe-se de calcarenito bioclástico e detrítico creme-esbranquiçado. As rochas da **Formação Emborê** depositaram-se em leques costeiros e plataforma carbonática, do Cretáceo Superior ao Holoceno.

No campo de Marlim, temos uma sequência composta por:

- Embasamento Cristalino Pré-Cambriano;
- Basaltos da Formação Cabiúnas;
- Argilito/Folhelho e Evaporitos (Membro Retiro), da Formação Lagoa Feia;
- Calcarenitos, Calcilitos, Marga e Argilito/Folhelho dos Membros Quissamã e Outeiro, pertencentes à Formação Macaé;
- Folhelhos da Formação Ubatuba, com intercalações de Arenito Turbidítico da Formação Carapebus.

### 3.1.2.3 - Geomorfologia

O litoral brasileiro é dividido em compartimentos de acordo com os condicionamentos geológico/geomorfológicos (lineamentos estruturais e orientação da linha de costa) e oceanográficos (clima de ondas, transporte litorâneo e amplitude de maré). Muehe (1998), tomando como base classificação feita por Silveria (1964), com algumas alterações de acordo com informações atualizadas, define cinco regiões, nas quais temos 19 compartimentos. Deve-se notar que as regiões não coincidem com as regiões adotadas oficialmente.

A região oriental ou leste se estende desde Salvador até Cabo Frio, guardando, ainda, muitas semelhanças com o litoral do Nordeste.

O relevo Tabuliforme do Grupo Barreiras apresenta-se de forma descontínua entre o Recôncavo Baiano e Ilhéus, quando é substituído por afloramento do escudo Pré-Cambriano e de rochas cretáceas. Sua maior largura coincide com o alargamento da plataforma continental à altura de Abrolhos.

A sul do Rio Doce, o Grupo Barreiras ainda predomina no litoral, porém com menor largura e presença de afloramentos do embasamento cristalino, o aporte fluvial é significativo com a formação de deltas nos Rios Jequitinhonha, Caravelas, Doce e Paraíba do Sul.

O Cabo Frio é um marco na região, representando um limite sob o aspecto de processos oceanográficos (clima de ondas), geológicos (separa as Bacias de Campos e Santos) e ecológicos (limite sul da ocorrência de construções carbonáticas).

São considerados quatro segmentos nesta região: a) Macro compartimento litoral de estuário; b) Macro Bancos Royal Charlotte e Abrolhos; c) Macro compartimento embaçamento de Tubarão e, d) Macro compartimento Bacia de Campos.

A Bacia de Campos está inserida no litoral oriental, com sua porção a norte do Rio Itabapoana localizada no compartimento 11, denominado embaçamento de Tubarão, e a área a sul do rio Itabapoana localizada no compartimento 12, denominado Bacia de Campos.

**Macro Compartimento Embaiamento de Tubarão** - É a área de menor largura da margem continental entre o Banco de Abrolhos e a Bacia de Campos. Seu limite sul, a rigor, seria o Banco de Vitória/alinhamento da cadeia Vitória/Trindade, mas foi estendida por Muehe (1998) até o Rio Itabapoana.

O Grupo Barreiras está presente, embora de forma descontinuada, sendo substituído por afloramento do embasamento cristalino. A norte o Barreiras pode ultrapassar 100 Km de largura para o interior, mas ao sul não passa de 10 Km.

**Macro Compartimento Bacia de Campos** - Localizado entre o Rio Itabapoana e o Cabo Frio, tem como principal feição a planície costeira, onde temos o Delta do Rio Paraíba do Sul. O Grupo Barreiras volta a se alargar a partir do Rio Itabapoana, se interiorizando devido a presença da planície de cristais de praias do Rio Paraíba do Sul, desaparecendo de vez ao final desta planície. A partir deste ponto passam a predominar os afloramentos rochosos de embasamento Pré-Cambriano.

Próximo ao Rio São João, são observadas rochas intrusivas alcalinas, de idade cretácea que formam o morro de São João, bem como, mais a sul, a ilha de Cabo Frio (limite inferior do macro compartimento).

Na extremidade norte do compartimento o Barreiras aproxima-se da praia, formando falésias ativas, enquanto que a sul temos as planícies costeiras de Paraíba do Sul.

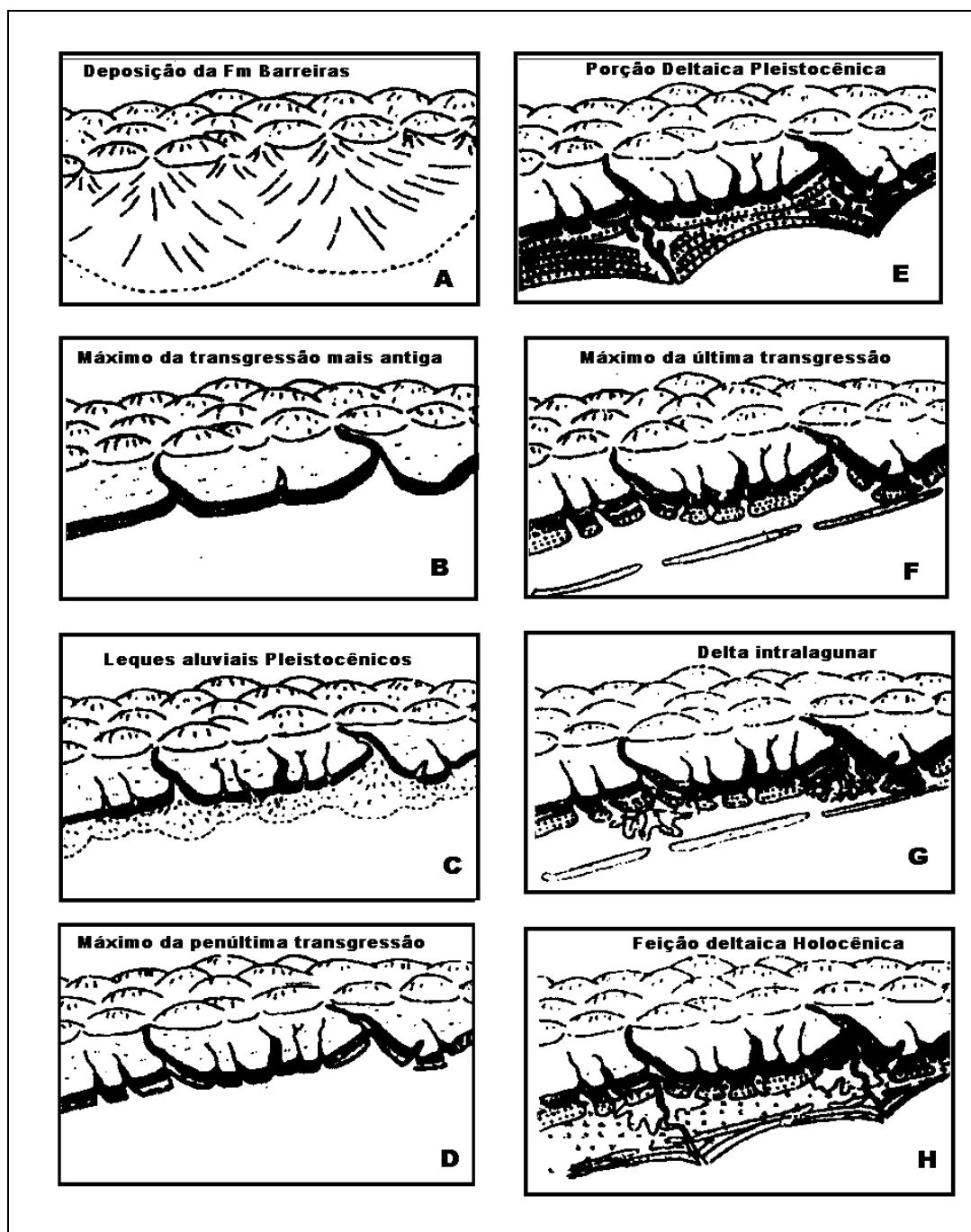
Processos fluviomarinheiros comandaram a evolução desta planície, destacando-se a ação do Rio Paraíba do Sul e as variações do nível do mar. Na Figura 3.1.2.3-1 podemos observar o mecanismo de formação da planície.

Bastos (op. cit.), coloca que o complexo deltaico do Paraíba do Sul tem características diferenciadas a Norte e a Sul da desembocadura do rio:

A norte ocorre uma sucessão de cordões alongados com limites, larguras e extensões variáveis, intercaladas com terrenos superficialmente lamosos com presença de lagos, pântanos e manguezais (Dias 1981).

Datações realizadas por Martin et al (1984, apud Bastos op. cit.), no extremo norte de uma paleolaguna, forneceu idades de 2530 ( $\pm 170$ ) e 2360 ( $\pm 170$ ) anos BP.

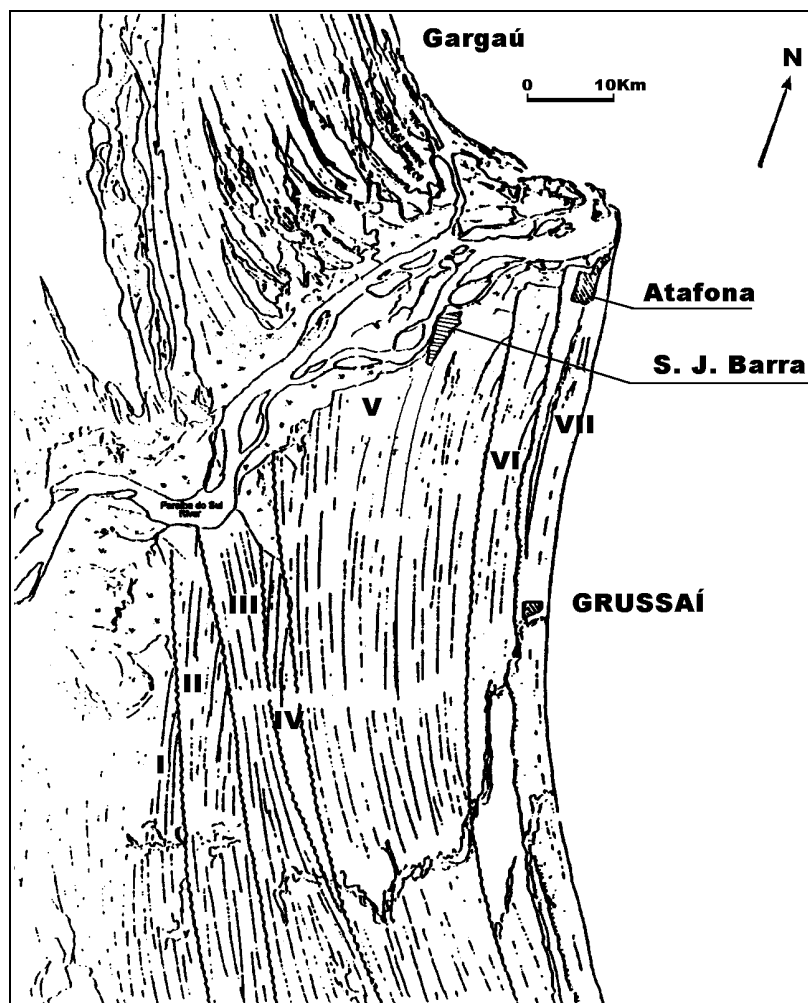
A Sul – temos uma sucessão de cordões arenosos retilíneos que intercalam-se com depressões alongadas de direção geral NE-SW. Tanner e Silva (1995, apud Bastos op. cit.) descrevem estes cordões como sendo cristais de praias construídos por espraiamento. Os cristais neste setor são separados por discordâncias (Figura 3.1.2.3-2) sendo sete sistemas distintos de cristais da lagoa da planície (Dias e Gorini 1980).



**Figura 3.1.2.3-1: Esquema evolutivo da planície costeira do Rio Paraíba do Sul.**

Podemos notar três eventos transgressivos assinalados em B, D e F. Em A temos o período de deposição do grupo Barreiras; em B ocorreu a transgressão, escondendo o grupo barreiras formando pequena planície costeira (L); em D nova transgressão afoga a planície formada e começa o desenvolvimento da planície costeira de caráter deltaico (E); em F ocorre a outra transgressão, trazendo o nível do mar próximo ao atual, afogando os deltas pré-existentes e gerando um complexo lagunar costeiro; em G o delta avança sobre as lagoas, transpondo-as, gerando o que se tem hoje: cristais sucessivos de praia, de formação deltaica, na parte frontal e um complexo de lagoas e alagadiços na parte posterior do delta. (alterado de Bastos 1997).





**Figura 3.1.2.3-2: Mapa da planície de cristais do Rio Paraíba do Sul, mostrando a diferença de evolução à norte e a sul da desembocadura. Na porção Sul são observadas discordâncias erosivas individualizando sete sistemas de cordões (Alterado de Dias e Gorini 1980).**

O Cabo de São Tomé marca a mudança de direção da linha de costa e caracteriza-se por estreita planície de progradição (max. 1500 m) apresentando sensíveis alinhamentos de cristais de praias formados pela convergência de deriva litorânea. Esse sistema trunca uma série de canais fluviais (Figura 3.1.2.3-3) o que indica retrogradação devido à variação do nível do mar (Bastos, op. cit.). Deste ponto até Macaé, o cordão arenoso trunca uma série de lagunas e depósitos fluviais, lagunares e de cristais de praia do complexo deltaico do Paraíba do Sul, indicando a migração do cordão sobre o continente (Silva, 1987 apud Bastos 1997).

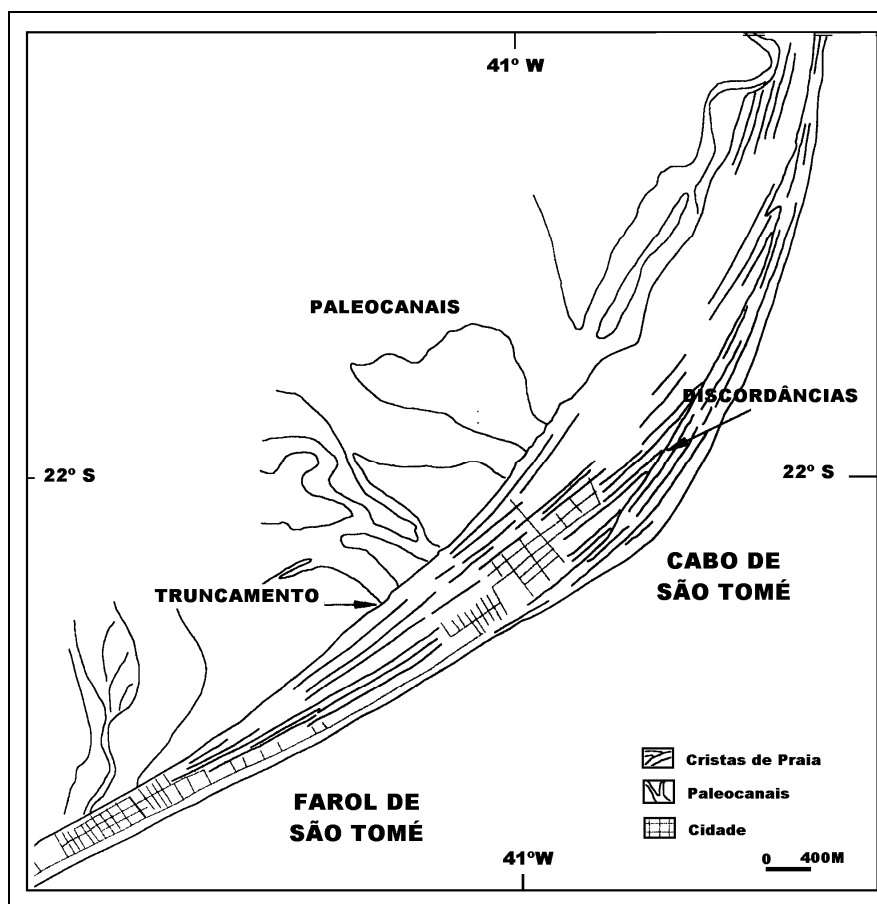


Figura 3.1.2.3-3: Mapa da planície costeira do Cabo de São Tomé, mostrando o truncamento dos paleocanais e a discordância das cristas de praia (alterado de Bastos, 1997).

Bastos (1997) confeccionou um mapa morfodinâmico do litoral, que pode ser visto na Figura 3.1.2.3-4.



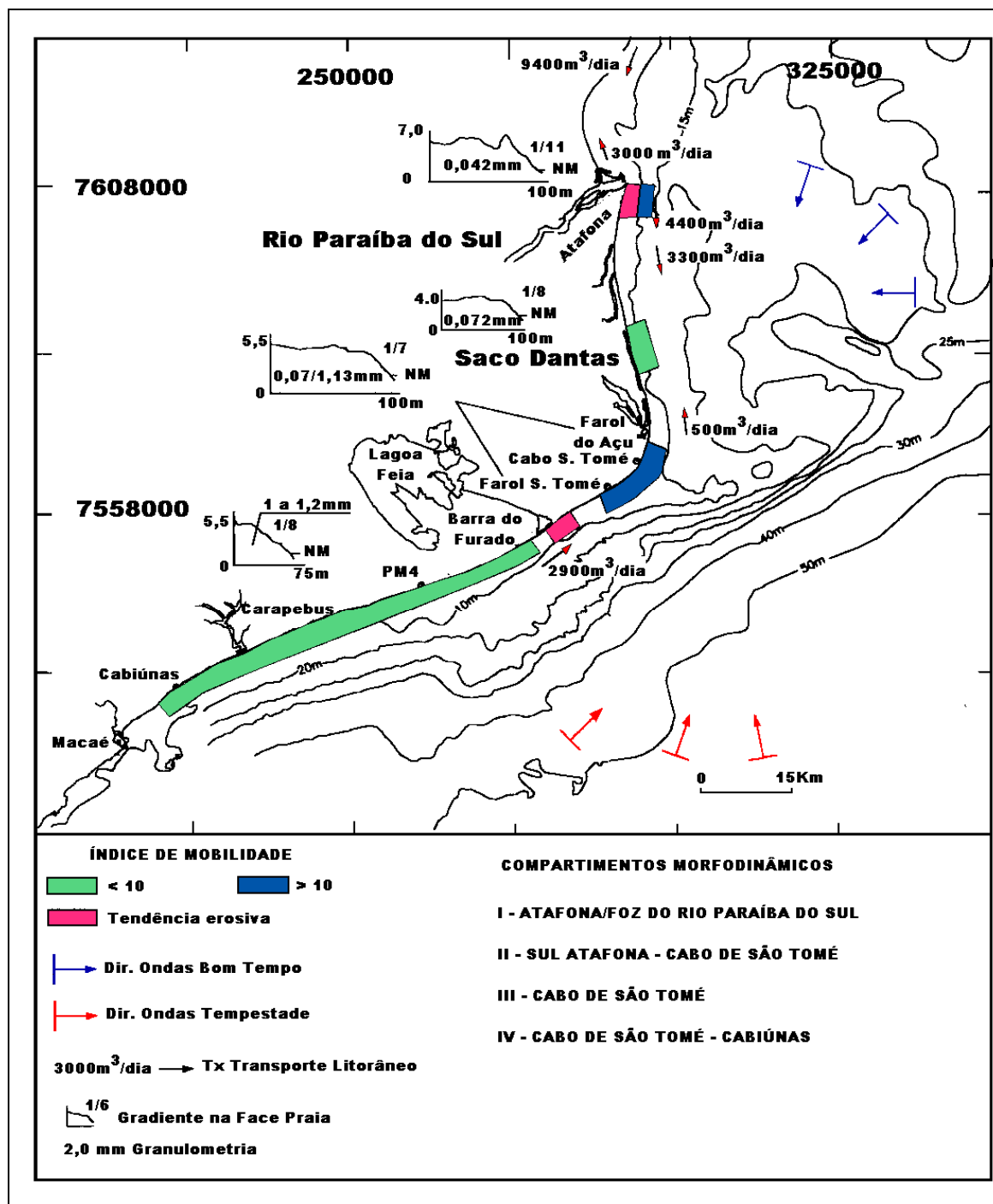


Figura 3.1.2.3-4: Mapa de morfodinâmica do litoral entre Cabiúnas e Atafona, ressaltando os principais parâmetros morfométricos e hidrodinâmicos que caracterizam os diferentes setores ao longo do litoral (alterado de Bastos, 1997).

O Rio Paraíba do Sul nasce próximo à cidade paulista de Paraibuna, estendendo-se por 1137 Km até a sua desembocadura, cortando os estados de São Paulo, Minas Gerais e Rio de Janeiro, sendo deste último a maior parcela de terreno (Costa, 1994 apud Bastos 1997). Segundo Valentim e Neves (1989, apud Muehe, 1998) a vazão varia entre 500 m<sup>3</sup>/s no período de seca (inverno) e 2000 m<sup>3</sup>/s no período de chuva (verão).

Gatto et all (1983) identifica quatro unidades geomorfológicas na parte continental da região:

**Serra do Mar** - Sistema de montanhas constituído por uma série de cristas e linhas de falhas, apresentando desníveis entre 800 e 1000 metros, como dito anteriormente, podendo alcançar 2400 metros próximo ao Rio de Janeiro. Sua largura é de aproximadamente 80 Km, estendendo-se por quase 1000 Km, desde o sul do Arco de Ponta Grossa até o Sul do Espírito Santo (Almeida, 1976 apud Sperle, 1997). Conforme o Mapa Geológico do Estado do Rio de Janeiro (DNPM, 1998), é composta por rochas cristalinas de idades anteriores ao Neoproterozóico e corpos magmáticos Pós e Sin-tectônicos.

**Unidade Colinas e Maciços Costeiros** - Entram em contato de forma gradual com os tabuleiros, ambas as unidades com 15 a 40 metros de altitude. As Colinas englobam fácies de dissecação homogênea, de drenagem média e encostas convexas. De modo geral apresentam cobertura coluvial no topo e “stonelines” angulosa e/ou sub-arredondada separando o colúvio do material de alteração do gnaisse.

**Unidade Tabuleiros Costeiros** - São relevos dissecados de topo aplainado. A dissecação é homogênea sobre sedimento do Grupo Barreiras, com padrão de drenagem sub-dendrítico. Apresentam-se como um relevo plano que se inclina suavemente para o litoral, onde se une à Planície Litorânea em falésias de até 6 metros de desnível. São compostos por arenitos e sedimentos argilo-arenosos laterizados, podendo apresentar afloramentos de concreções ferruginosas. Os sedimentos são bem friáveis e altamente suscetíveis à erosão quando expostos pela ausência de vegetação.

**Unidade Planície Litorânea** - São o resultado de progradações costeiras de origem fluvial, flúvio-lacustre e marinha. As variações do nível do mar, o tectonismo e o regime fluvial são os principais fatores na sua formação. Esses fatores conjugados chegam a gerar progradação da linha de costa de até 30Km na planície do Paraíba do Sul, mudando inclusive o curso do rio em direção ao Norte. Várias lagoas são observadas na Planície Costeira da parte emersa da Bacia de Campos, bem como sistemas de cordões litorâneos relacionados às oscilações do nível do mar.

Em toda a extensão do litoral da Bacia de Campos predominam as praias arenosas de mar aberto. São estreitas faixas de areia com a presença de vegetação de restinga e grande importância turística para a região. Em alguns pontos, como Cabo Frio e Macaé, são observados costões rochosos, bem como lajes e afloramentos rochosos remanescentes dos maciços costeiros e, nos principais rios, próximo à desembocadura, são observados manguezais.

A porção marinha da Margem Continental Brasileira entre Cabo Frio e Vitória tem perfil típico de margem passiva, com Plataforma Continental, Talude Continental e Sopé continental.

Zembruski et all (1977), dividiu a Margem Continental Brasileira em três grandes regiões, tendo esta divisão sido adotada para a confecção dos mapas fisiográficos em escala 1:35000.000 do Projeto REMAC (CENPES/PETROBRAS, 1979). Essas regiões são denominadas Norte, Nordeste-Leste e Sul.

A região Norte abrange a Margem Continental entre Cabo Orange (AP) até a Baía de São Marcos (MA), sendo constituída de Plataforma, Talude e Sopé bem desenvolvidas, e pelo cone do Amazonas. Predominaram os processos de deposição e erosão na modelagem do relevo.

A região Nordeste-Leste, entre a baía de São Marcos (MA) e o Cabo de São Tomé (RJ), distingue-se pela complexidade do relevo derivado de atividades vulcânicas e tectônicas intensas.

A topografia é acidentada, com presença de terraços, platôs e feições salientes de nítido controle estrutural. São abundantes os montes submarinos que, isolados ou em grupos (alinhados ou não), ocupam Sopé e Talude Continentais.

A região Sul localizada entre o Cabo de São Tomé (RJ) e o extremo sul do país, constitui-se a mais ampla, caracterizando-se pela monotonia do relevo na Plataforma, Talude, Sopé Continentais e no Platô de São Paulo. Sua principal condicionante de relevo é a sedimentação, que suaviza os contrastes de declividade entre as províncias fisiográficas.

A Bacia de Campos, localizada entre Vitória (ES) e Cabo Frio (RJ), tem sua porção à Norte do Cabo de São Tomé (RJ) pertencente a Região Nordeste-Leste, enquanto que a sul deste cabo pertence a região sul. Com base na descrição de Zembruski et all (1977) e na observação do mapa fisiográfico da Margem Continental Sul do Brasil (Figura 3.1.2.3-5), que para efeito de superposição com o mapa da margem Nordeste-Leste tem seu limite se estendendo até acima do Rio Doce, observa-se as províncias da Plataforma Continental, Talude Continental e Sopé Continental.

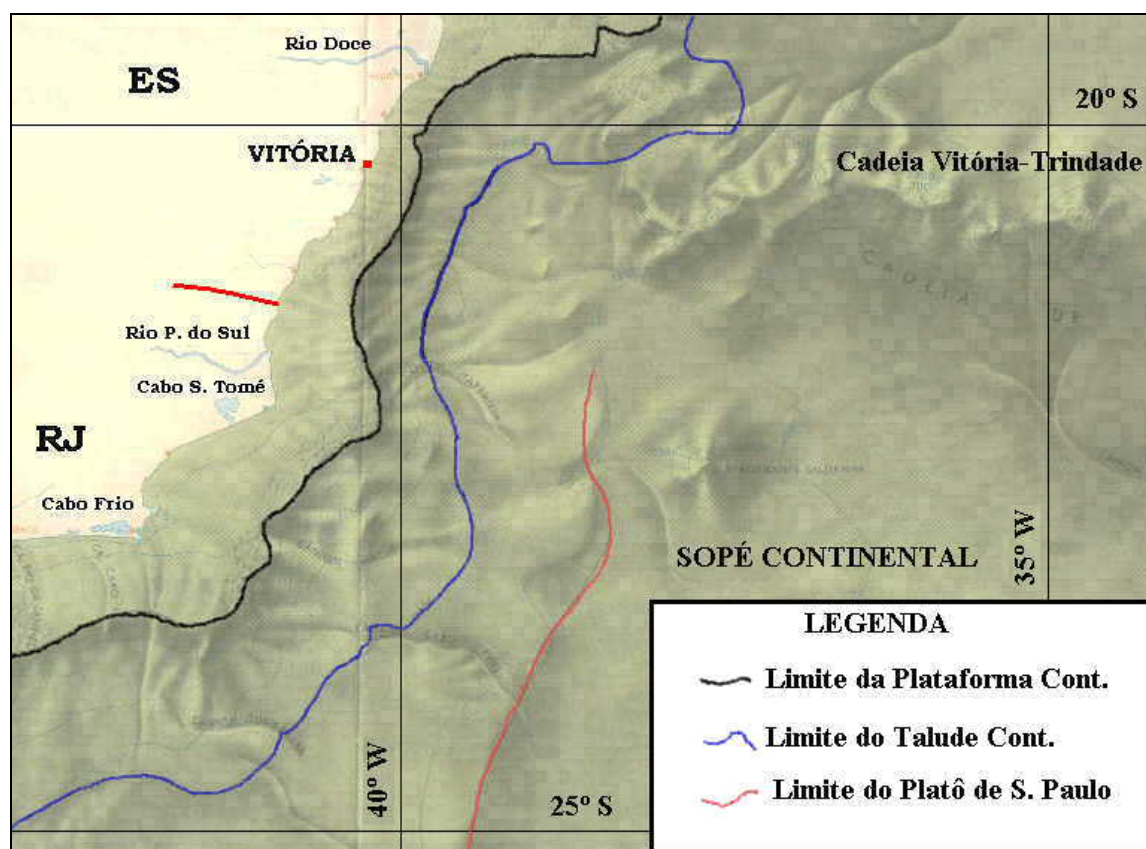


Figura 3.1.2.3-5: Trecho do Mapa Fisiográfico da Margem Continental Brasileira entre Cabo Frio, no estado do Rio de Janeiro, e Rio Doce, no estado do Espírito Santo (alterado de Zembruski e Costa, 1979).

**Plataforma Continental** - Entre Vitória (ES) e proximidades do Cabo de São Tomé (RJ) a plataforma é estreita (Figura 3.1.2.3-6) com a quebra situando-se entre 60 metros e 80 metros do trecho do Rio Doce à Vitória, passando a 100 m próximo à Guarapari e recuando à 40m na divisa ES/RJ. A partir daí a largura aumenta (até 120 km frente a Macaé) e a profundidade de quebra passa a situar-se entre 80 e 100/120 m.

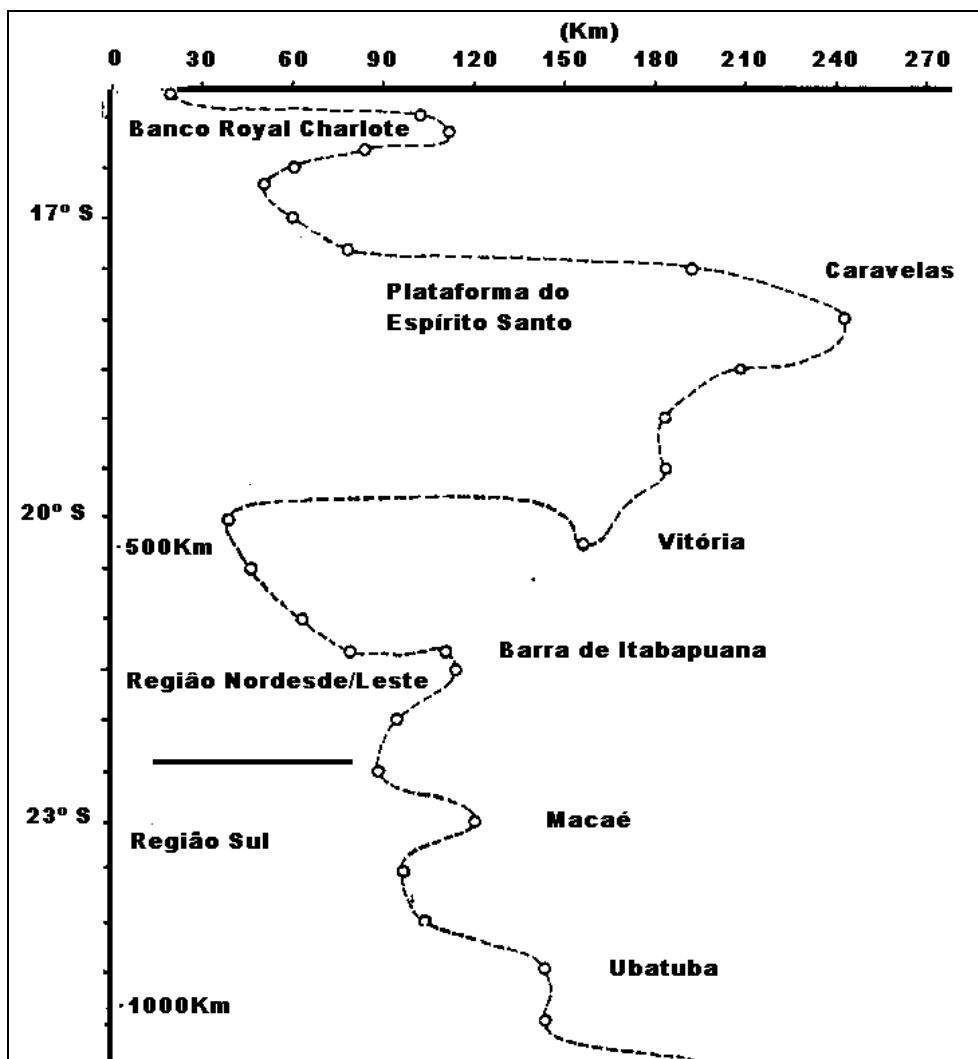


Figura 3.1.2.3-6: Variação da largura da Plataforma Continental no trecho entre Vitória e Ubatuba (alterado de Zemruskietall, 1977).

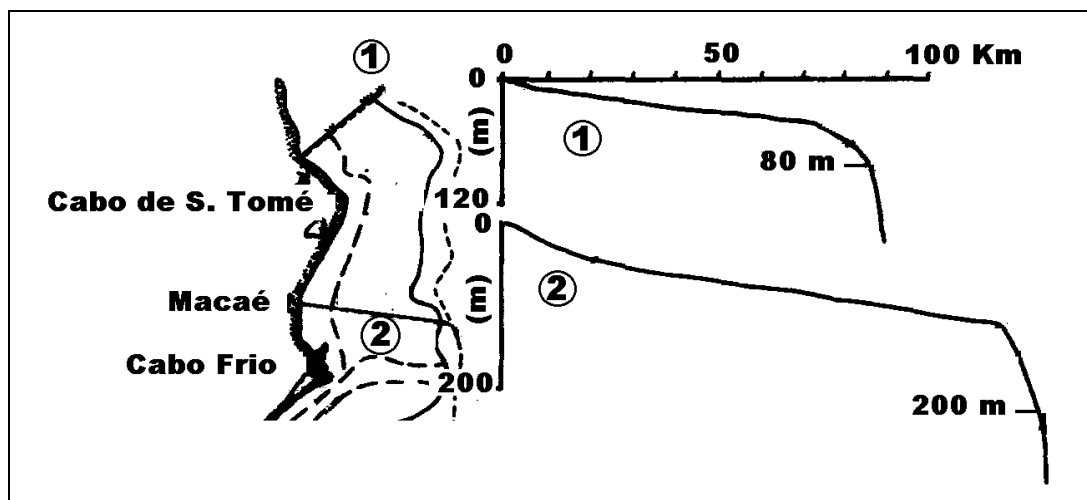
**Talude Continental** - É mais estreito e mais íngreme entre a desembocadura do Rio Doce e a divisa entre o RJ e o ES. A partir daí alarga, tornando-se amplo, com o relevo e a baixa inclinação revelando a predominância dos processos deposicionais. Na base do Talude (2900m) desde a divisa do RJ/ES tem-se a presença Platô de São Paulo com a borda externa a 3300m na região. A superfície deste Platô é de cerca de 114.000 Km<sup>2</sup> e seus flancos tem declividade mais suaves nessa região (Zemruscki e Costa, 1977).

**Sopé Continental** - De acordo com descrição de Zemruscki e Costa (op. cit.) o sopé é bem definido na área da Bacia de Campos à norte do Plato de São Paulo, iniciando em torno de 3200 a 3300 m na borda do Plato, sendo amplo (largura entre 300 e 400 km) próximo a Cabo Frio, o que reflete a importância da sedimentação ocorrida na Margem Continental.

### 3.1.2-4 - Batimetria

Nas Figuras 3.1.2.4-1 e 3.1.2.4-2 apresentadas a seguir, tem-se respectivamente os Mapas Batimétrico e de Gradiente, em escala 1:2500000, gerado no programa GEOSOF 4.3. A base de partida para gerar-se os mapas foram dados fornecidos pelo GEODES/PETROBRAS (formato .XYZ), onde tem-se a coordenada E, a coordenada N e a profundidade. Os dados foram processados, gerando um grid da batimetria, que é representado na forma de relevo sombreado colorido e de isolinhas batimétricas, e um grid de gradiente, representado por tabela de cores.

No mapa de batimetria pode-se notar que, de forma geral a Plataforma Continental é mais ampla na porção a Sul da desembocadura do Rio Paraíba do Sul. Na porção a norte desta desembocadura, acima da coordenada 7650000N, até o limite N da Bacia, a Plataforma Continental é mais estreita (Figura 3.1.2.4-3). Pode-se notar, próximo ao Cabo de São Tomé, a presença de um banco, com profundidades de até pouco mais de 20m, o que confirma o descrito por Bastos (1997) e Dias et al (1984). Este banco é cortado pelo Canal de Grussaí, de direção NW-SE, delineado pela isóbata de 25m, o que confirma o descrito por Bastos (op. cit.). Zembruscki (1979) descreve o afastamento, em forma convexa, das isóbatas de 60m 80-100m na região, sugerindo uma frente de progradação. Dias e Gorini (1980) e Silva (1987) sugerem que a extensa plataforma interna que temos nesta região hoje, corresponderia a uma antiga planície costeira, relacionada a um período de mar mais baixo e que o Canal do Grussaí possa estar relacionado a uma paleodesembocadura do Rio Paraíba do Sul. O Banco submarino observado, segundo estes autores, seria uma feição remanescente do retrabalhamento dos depósitos fluviais durante a subida do nível do mar.



Podemos notar a diferença na largura da Plataforma, mais estreita no perfil pouco a N da desembocadura do Rio Paraíba do Sul e mais larga no perfil junto à Macaé (alterada de Zembruscki, 1979).

**Figura 3.1.2.4-3: Perfis batimétricos na Plataforma Continental com as suas localizações.**

Na região próxima ao Cabo Frio a isóbata de 25m se aproxima muito da costa, denunciando a existência de uma plataforma interna muito estreita, relacionada a um litoral de afloramentos rochosos. Pouco a leste do cabo, entre as coordenadas 213000E/290000E e 7435000N/7428000N, Zembruscki (1979) destaca que “as curvas batimétricas de 40m, 80-100m, respectivamente, assumem forma convexa em relação à costa”, à semelhança ao observado no Cabo de São Tome, atribuindo a esta feição a mesma origem da anteriormente descrita (Figura 3.1.2.4-4).

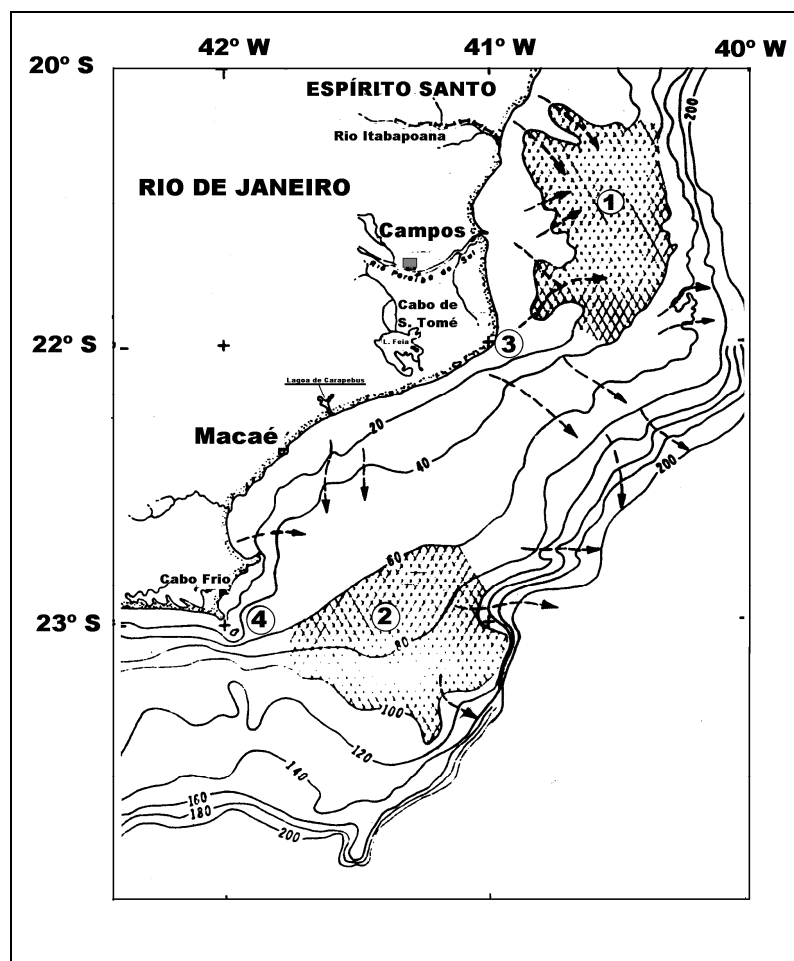
**O NOME DESTA ARQUIVO É FIGURA 3.1.2.4-1 (A3) COM MARTA**

**FIGURA 3.1.2.4-1: Mapa Batimétrico**



**O NOME DESTA ARQUIVO É FIGURA 3.1.2.4-2 (A3) COM MARTA**

**FIGURA 3.1.2.4-1: mapa de gradientes**



**Poderemos ver:** 1 e 2 – Prismas sedimentares progradantes; 3 – cúspede do Cabo de São Tomé;  
4 – Prolongamento do Cabo Frio no relevo marinho.

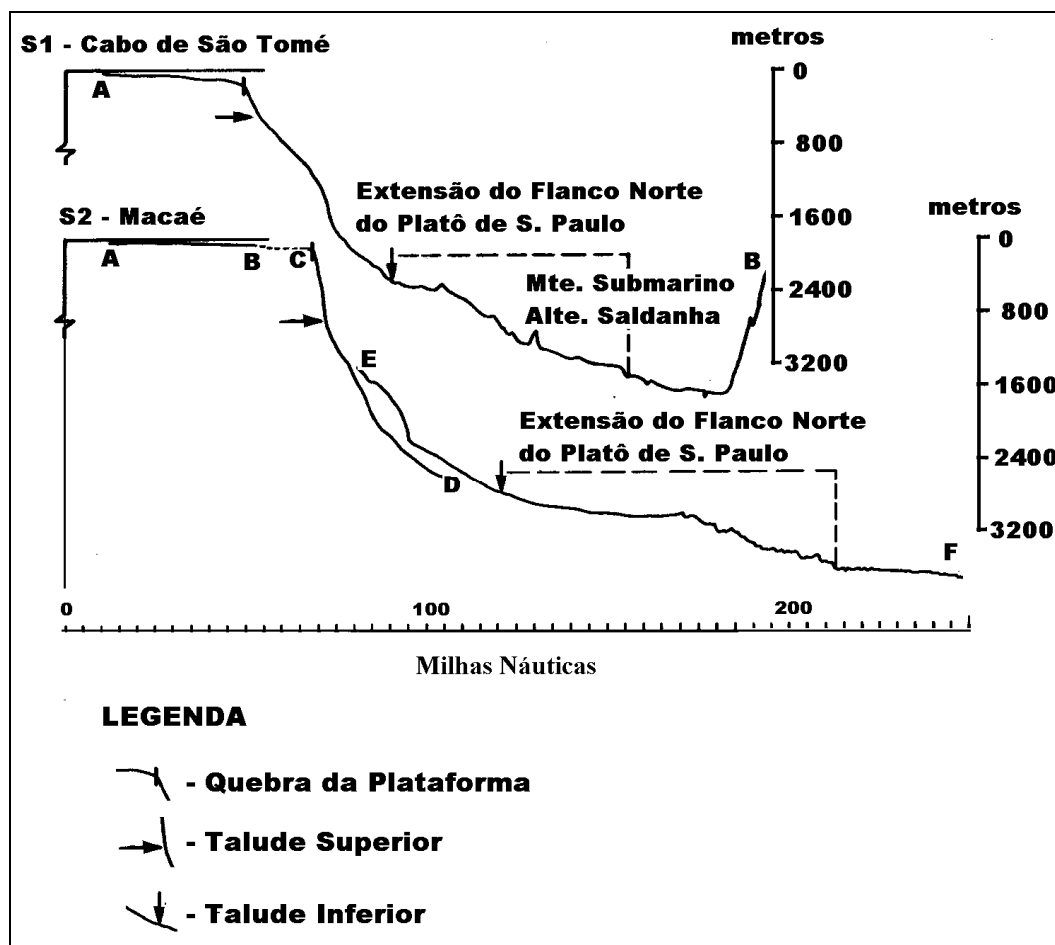
As setas indicam canais com expressão topográfica na atualidade (alterado de Zembruski, 1979).

**Figura 3.1.2.4-4: Mapa mostrando a Plataforma Continental entre o Cabo de São Tomé e o Cabo Frio.**

Após a quebra da Plataforma segue-se o talude do campo de Albacora. Entre as coordenadas 7600000N e 7520000N, temos a região entrecortada por vários Cânyons (Alte. Câmara, São Tomé, etc.), estendendo-se uma passagem, a partir de 2200m até 3400m, de direção NW-SE, que parece relacionar-se com os cânyons.

A Sul do campo de Marlim, voltamos a ter uma porção de talude entrecortada, agora pelo Grupo Sudeste de Cânyons. Esta topografia se estende até a coordenada 7400000N, quando encontramos a porção final da Bacia de Campos. Entre as coordenadas 7400000N/400000E e 7300000N/500000E notamos um canal de direção SE-NW, passando a E-W, que é denotado pelas isóbatas de 2.900 a 3.300m.

Abaixo do Talude, a profundidades superiores a 2800m encontramos o Platô de São Paulo, que segundo Zembruski (1979) tem envergadura regional. Seu limite norte, quando já tem uma largura menos expressiva, é a Cadeia Vitória Trindade/Lineamento de Vitória. Ainda segundo Zembruski (op. cit.), na sua porção norte, o platô perde quase todas as suas características, com largura variando entre 180 e 200Km (Figura 3.1.2.4-5).



Podemos notar a presença do Flanco do Platô de São Paulo (alterado de Zemruscki, 1979).

Figura 3.1.2.4-5: Perfis batimétricos e sua localização próximo ao Cabo de São Tomé e de Macaé.

Abaixo do flanco do Platô de São Paulo temos o Sopé Continental, limitando-se com o Platô de São Paulo a profundidades entre 3000 e 3300m. Seu limite inferior se dá a aproximadamente 4300/4800m com as Colinas Abissais. Sua porção mais larga na região localiza-se em frente a Macaé, quando chega a ter 630 Km de largura.

Em relação ao gradiente, pode-se observar no mapa de gradiente (Figura 3.1.2.4-2) que, de forma geral a plataforma interna e média apresentam declividades suaves, em sua maior parte, inferiores a  $0,12^\circ$ , a exceção a isto são:

- a plataforma no extremo norte da área, próximo a Vitória, até a coordenada 7645000N, apresenta valores um pouco mais elevados (entre  $0,12^\circ$  e  $0,33^\circ$ ), o que condiz com sua situação de estreitamento.
- o banco próximo à São Tomé, detectado na batimetria, se apresenta mais suave no topo, com gradiente abaixo de  $0,1^\circ$ . Seu flanco, porém, já apresenta valores entre  $0,20^\circ$  e  $0,33^\circ$ .
- a região próxima ao Cabo Frio, com gradiente entre  $0,21^\circ$  e  $2,4^\circ$ , sendo este último valor junto ao litoral de afloramentos já citado anteriormente.

Há a ocorrência de um primeiro declive, descrito por Zembruski (op. cit.), que é evidenciado próximo à costa com inclinação próxima a  $0,16^\circ$ .

A plataforma externa (prof. > 60m), por sua vez, apresenta gradiente na faixa de  $0,24^\circ$  a  $0,45^\circ$ , chegando a valores de  $0,53^\circ/0,66^\circ$  na borda, onde tem-se a quebra da plataforma continental para entrada no talude.

O talude, por sua vez, apresenta um gradiente elevado no extremo norte da bacia, com declividades superiores a  $3,53^\circ$  na porção superior. Nesta mesma área o talude médio apresenta declividades próximas a  $2^\circ$ , tornando-se mais suave abaixo dos 2200m até 490000E, quando se tem uma pequena escarpa destacada pelo gradiente, com valores variando de  $1,4^\circ$  a mais de  $4,8^\circ$ , no prosseguimento dos cânions em direção ao sopé. Segue-se um patamar de gradiente baixo entre as isóbatas de 2600 e 2800m, voltando a apresentar elevação da inclinação a valores acima de  $3,5/4,8$ .

A Sul desta área, tem-se o talude da área de Albacora, com valores médios de gradiente acima de  $2^\circ$ , com escarpas localizadas e flancos dos Cânions apresentando declives acima de  $4^\circ$ , o que confirma o colocado por Amaral et al (1994). A passagem de direção NW-SE que é observada na batimetria também destaca-se pelo gradiente de seus flancos, que fica acima de  $1,5^\circ$  em profundidades entre 2200m e 3400m.

Descendo mais para sul, tem-se o talude da área objeto deste estudo, no campo de Marlim. Apresentando declives abaixo de  $2^\circ$ , em profundidades inferiores a 1400m, mais uma vez confirmando o descrito por Cada (1994), e superiores a  $3,5^\circ$  em profundidades entre 1400m e 2200m, seguindo-se um talude mais suave até 2600m, quando são encontradas as declividades suaves ( $< 0,4^\circ$ ) do Platô de São Paulo.

Segue-se à área do Grupo de Sudeste de Cânions, onde são encontrados gradientes superiores a  $4,8^\circ$  nos flancos dos cânions, passando a um talude mais suave com declividades abaixo de  $0,5^\circ$  em profundidades superiores a 2800m, quando tem-se o Platô de São Paulo. O canal denotado na batimetria é marcado por gradientes acima de  $1,39^\circ$ , podendo ser superior a  $3^\circ$  em alguns locais.

Continuando, em direção ao extremo sul da Bacia de Campos, tem-se uma área caracterizada por altos gradientes ( $> 3,5^\circ$ ) no talude superior, passando a um talude médio com declividades entre  $1,4^\circ$  e  $2,4^\circ$ , até cerca de 2200m de profundidade, quando encontra-se um patamar mais suave de gradientes inferiores a  $0,7^\circ$  no Platô de São Paulo.

### **3.1.2-5 - Cobertura Sedimentar e Faciologia**

A cobertura sedimentar das Margens Continentais e Zonas Costeiras estão intimamente ligadas às variações do nível do mar. As mais importantes, em termos de sedimentação superficial, foram a regressão ocorrida no Pleistoceno Superior e a subsequente transgressão Holocênica (Figura 3.1.2.5-1).

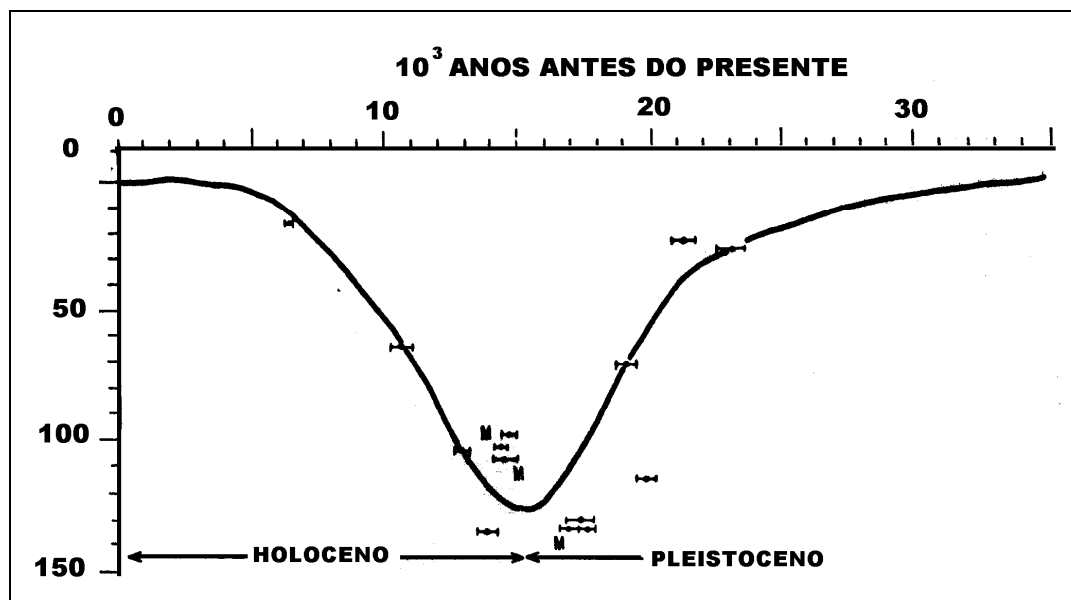


Figura 3.1.2.5-1: Confronto entre datações por  $C^{14}$  em amostras da Plataforma Continental Brasileira e a curva de variação do nível do mar de Milliman e Emery (alterada de Kowsmann e Costa, 1979).

O abaixamento do nível do mar durante o Pleistoceno, como se pode ver na Figura 3.1.2.5-1, 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).

O contexto acima favoreceu a chegada de sedimentos terrígenos no talude. Este “input” de sedimentos de mais grosseiros (areias) de origem terrígena numa área de gradiente elevado favoreceu a ocorrência de grandes movimentações de massa que carregaram esses sedimentos para a porção inferior do Talude e Sopé Continental.

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), gerado pelo Projeto REMAC (Figura 3.1.2.5-2), visto que, ainda hoje, é o trabalho que trata a Margem continental como um todo, embora estejam em fase final de elaboração, por parte das entidades participantes do Programa de Geologia e Geofísica Marinha (PGGM), e por isso não disponíveis, ainda, as Cartas Sedimentológicas da Margem Continental Brasileira.

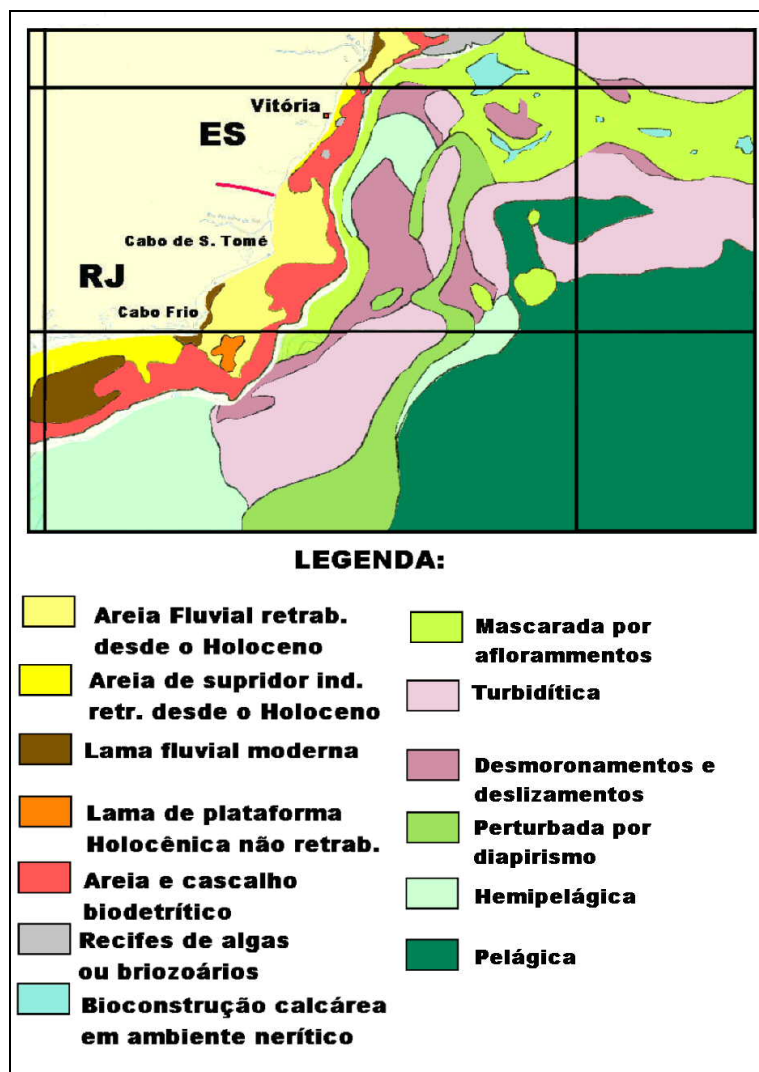


Figura 3.1.2.5-2: Trecho entre Cabo Frio (RJ) e Rio Doce (ES) do Mapa Faciológico dos Sedimentos Superficiais da Plataforma; e Sedimentação Quaternária no Oceano Profundo (alterado de Kowsmann e Costa, 1979b).

De forma geral, conforme descrito por Kowsmann e Costa (1979a), predominam areias terrígenas, retrabalhadas desde o Holoceno, na plataforma interna e média, destacando-se ao largo de Cabo Frio (RJ) a presença de lama fluvial holocênica não retrabalhada e areias fluviais retrabalhadas desde o holoceno, respectivamente na plataforma interna e média, além de uma pequena fácies de lama de plataforma isolada. Ao norte do Cabo Frio (RJ) é bem mais frequente a ocorrência de minerais pesados e de areias angulosas.

Próximo à desembocadura do rio Paraíba dos Sul, em sua região deltaica, há a predominância de areia fluvial, com origem provável na paleodrenagem deste rio (Kowsmann e Costa, op. cit.).



Os sedimentos carbonáticos entre Cabo Frio (RJ) e Vitória (ES), retrabalhados desde o Holoceno, desenvolvem-se na Plataforma externa, com teores de  $\text{CaCO}_3$  superiores a 95% (Rocha e outros, 1975, apud Kowsmann e Costa, 1979a). Estes sedimentos são constituídos, predominantemente, por areias de recifes algais e, em certas áreas da Plataforma Média, já numa transição para areias terrígenas, ocorrem moluscos e mistura destes com areia de briozoários.

O Anexo 3 mostra o Mapa Fisiográfico/Faciológico da Bacia de Campos, fornecido pela Gerência de Geologia Marinha (GEOMAR) da PETROBRAS/ Macaé (GEOMAR/PETROBRAS, 2000A), no qual pode-se ver confirmadas as informações acima, com a presença de fácies lamosa à altura de Cabo Frio (RJ), predomínio de areia na Plataforma Interna e Média e de carbonatos na Plataforma Externa. A areia lamosa de “spillover” avança sobre o Talude Superior em 3 regiões (PETROBRAS, 2000c): junto ao limite sul da bacia, próximo ao limite norte da bacia e na área em frente ao Cabo de São Tomé.

Com relação à sedimentação em mar profundo, o Mapa Faciológico de Kowsmann e Costa (1979b) baseia-se em dados de eco-caráter de perfilagem 3,5Khz, refletindo portanto processos e não litologias. Devido à baixa resolução do sistema de perfilagem e da pouca espessura da sedimentação Holocênica, os ecos, por consequência, os processos, refletem condições pré-Holocênicas, quando as condições gerais eram de mar baixo e sedimentação terrígena alta no talude. Neste mapa são indicadas:

- sedimentação turbidítica em profundidades que variam de 2000 e 3000m entre Cabo Frio (RJ) e Cabo de São Tomé (RJ);
- sedimentação hemipelágica de vasas calcáreas e terrígenos finos entre Vitória e Guarapari;
- perturbação por diapirismo abaixo de 2500m, com esta faixa se alargando entre Macaé (RJ) e Cabo Frio (RJ);
- desmoronamentos e deslizamentos entre Cabo Frio e Guarapari, com alargamento da faixa de ocorrência entre Macaé e Guarapari.

Além destas, há uma faixa entre Macaé (RJ) e Vitória (ES), classificada como “mascarada por afloramentos”, que coincide com uma faixa descrita por Esteves (1997), com base em dados geológicos, geofísicos e geotécnicos, como sendo uma “província com pré-adensamento dos sedimentos devido a remoção que se processa nesta província, ocorrendo, inclusive, o afloramento do intervalo superior e dos refletores do intervalo inferior plano paralelo”.

De acordo com o mapa visto no Anexo 3 (PETROBRAS, 2000A) o Talude é recoberto por lama, o que confirma o descrito por Esteves (1997), quando indicam a presença de vasas pelágicas de idade Holocênica em todo o Talude.

O Campo de Marlim, quase em sua totalidade, se insere no domínio das lamas, sendo exceção apenas uma pequena área na extremidade norte, que se localiza numa porção arenosa do Talude Superior, Anexo 4 (GEOMAR/PETROBRAS, 2000B).

### 3.1.2-6 - Instabilidade do Talude

De forma geral, "em contraste com a Plataforma Continental, as condições do sedimento em regiões de Talude Continental são muito complexas. Apresentam escarpas íngremes, topografia irregular, falhas ativas, hidratos de gás, erosão do assoalho submarino e consolidação variável do sedimento que, na maioria dos casos levam à instabilidade do fundo submarino." (Esteves,1996).

Os estudos realizados por Esteves (op. cit.) e Amaral et al (1994) sobre a condição de instabilidade do talude da Bacia de Campos não corroboram, como pode ser observado a seguir, esta condição geral da Província de Talude Continental pelo mundo.

Esteves (1996) realizou um estudo dos movimentos de massa na região da Bacia de Campos com base em dado geológicos, geofísicos, geotécnicos, sedimentológicos e oceanográficos. Como produto de seu trabalho foi confeccionado um mapa geológico/geotécnico (Figura 3.1.2.6-1).

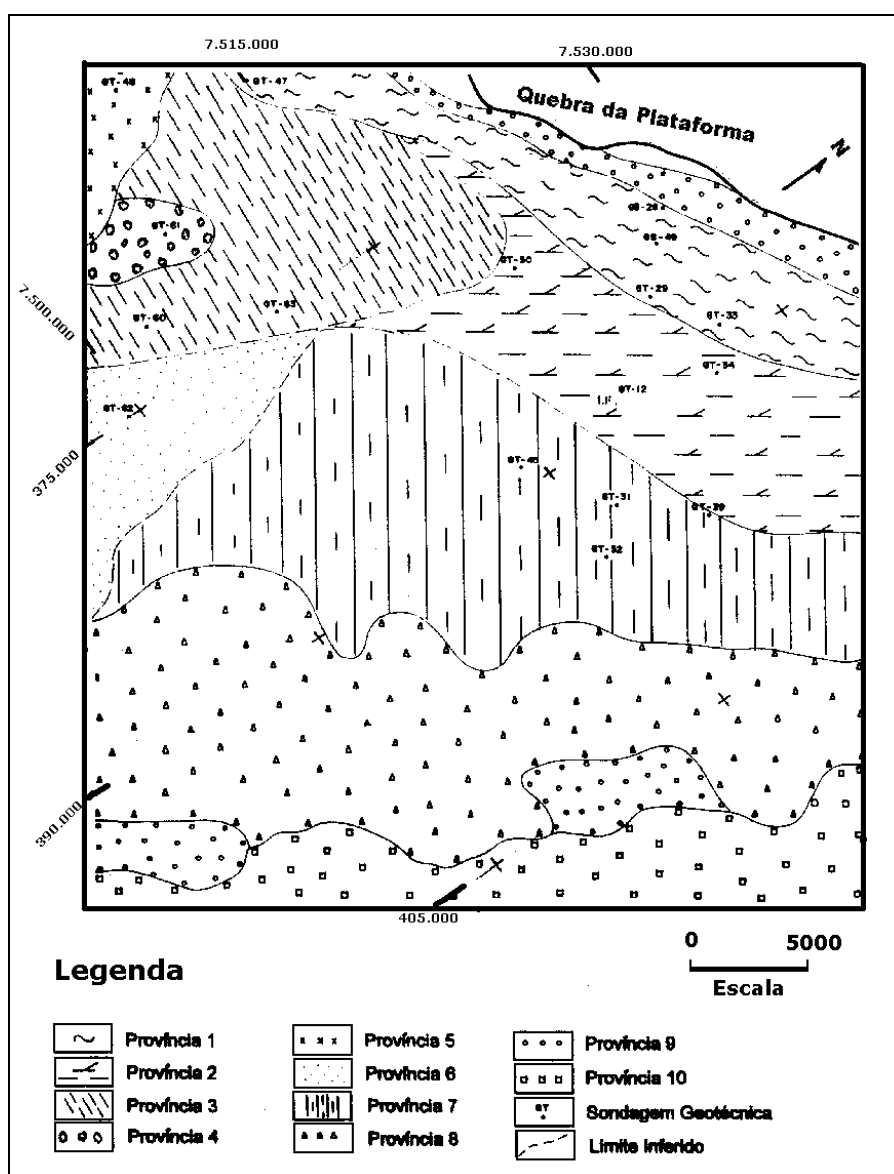


Figura 3.1.2.6-1: Mapa Geológico/Geotécnico de uma porção do talude da Bacia de Campos, mostrando 10 províncias detectadas (alterado de Esteves, 1996).

As províncias mapeadas por Esteves (1996) com base nos processos geológicos que as formaram e nas características acústicas e de adensamento dos sedimentos são descritas a seguir:

**Província 1** - Presença de um primeiro refletor que separa um intervalo inferior de sedimentos pré-adensados com padrão sísmico plano paralelo de um intervalo superficial normalmente adensado e deformado por processo de rastejamento, com remoção de 60 a 80 metros de sedimentos e posterior deposição de 40 a 55 metros de sedimentos.

**Província 2** - Depósitos de deslizamentos e fluxo de massa com padrão acústico caótico e adensamento normal sobrepostos a sedimentos pré-adensados com padrão acústico plano paralelo com remoção de até 140 metros de sedimentos e posterior deposição de 75 metros de sedimentos.

**Província 3** - Remoção superficial de 30 a 50 metros de sedimentos já deformados por movimentos de massa e posterior deposição de 15 a 20 metros de sedimentos.

**Província 4** - Sedimentos superficiais sub-adensados que podem estar associados a falhamentos observados em perfis sísmicos de reflexão.

**Província 5** - Sedimentos normalmente adensados, ausência de deformação e pré-adensamento dos sedimentos.

**Província 6** - Sedimentos normalmente adensados, presença de deformação superficial e ausência de pré-adensamento associado ao intervalo plano paralelo inferior, presença de deformação superficial e ausência de pré-adensamento associado ao intervalo plano paralelo inferior.

**Província 7** - Deformação no intervalo superior, acusticamente caótico, e ausência de informações geotécnicas do intervalo inferior, plano paralelo.

**Província 8** - Possível pré-adensamento dos sedimentos devido à remoção que se processa nesta província, ocorrendo, inclusive, o afloramento do intervalo superior e os refletores do intervalo inferior que estavam soterrados talude acima.

**Província 9** - Acentuados gradientes com declives entre 5° (1:12) e 10° (1:6).

**Província 10** - Área sujeita a deposição de blocos sedimentares deslizados de montante.

Ainda segundo Esteves (1996):

- o fundo marinho acusa a presença de escarpas íngremes, cicatrizes e gradiente elevado esculpido por movimentos de massa que geraram compressão e deformação nos sedimentos do talude superior, deposição de sedimentos com padrão acústico caótico no talude médio e de blocos deslizados no talude inferior.
- há a ocorrência de um primeiro refletor sísmico, também observado nos dados geotécnicos, separando sedimentos deformados por movimentos de massa de sedimentos plano paralelos na parte inferior.
- processos distintos de movimentação de massa ocorrem nas porções ENE e WSW da área estudada, esculpindo o fundo e gerando comportamentos geotécnicos distintos. A ENE houve intensa movimentação de massa, o que não é observado a WSW.

- perfis de resistividade detectam diferenças de adensamento no sedimento das províncias 1 e 2, indicando a remoção de 140 metros de sedimentos e posterior redeposição, corroborando o observado nos dados de perfilagem sísmica de alta resolução, que indicam uma cicatriz de deslizamento no talude médio.
- abaixo de 900 metros os sedimentos não apresentam evidências de remoção, mas no talude inferior uma grande remoção de sedimentos deve ter exposto os sedimentos pré-adensados que afloram na região. Em profundidades superiores a 1800 metros a topografia é suavizada pela deposição de blocos escorregados de áreas mais íngremes do talude mais acima (Província 10).
- a presença de vasas pelágicas Holocênicas superficiais em todo o talude inferior sugere que a movimentação de massa em larga escala cessou há mais de 11.000 anos.
- as flutuações do nível do mar foram fundamentais a movimentação de massa da região, tanto pela migração do aporte sedimentar quanto das massas d'água. Atualmente, com o nível do mar elevado, o talude recebe muito pouco ou nenhum sedimento terrígeno, ocorrendo o retrabalhamento dos sedimentos pelas correntes de fundo.

Amaral et al (1994) realizaram a “Análise de Estabilidade do Talude Submarino de Marlim”, cujos resultados constam de relatório interno da PETROBRÁS que foi cedido para a elaboração deste relatório. Neste trabalho foram coletados e analisados dados geofísicos, geotécnicos, sismológicos, geológicos, ensaios de CPT e VANE, ensaios em laboratórios, estudos de argilominerais e matéria orgânica. Foram feitas modelagens matemáticas do comportamento dos sedimentos no talude sob diferentes condições. 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 a 68.000 anos atrás.
- A análise de estabilidade estática mostra que taludes com as propriedades geomecânicas e gradientes como o 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 a 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 adiciona, 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.

### 3.1.2-7 - Recursos Minerais

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 3.1.2.7-1), com base nos dados existentes à época. É com base no Mapa de Recursos Minerais Superficiais da Plataforma Continental Brasileira (Amaral et all, 1979A) 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.

#### **CARBONATOS**

Amaral et all (1979B) 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. Via de regra são mistura de areia e cascalho, ocorrendo a predominância de algas calcárias, 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 all, 1979B).

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 ocorrem lavras deste recurso.



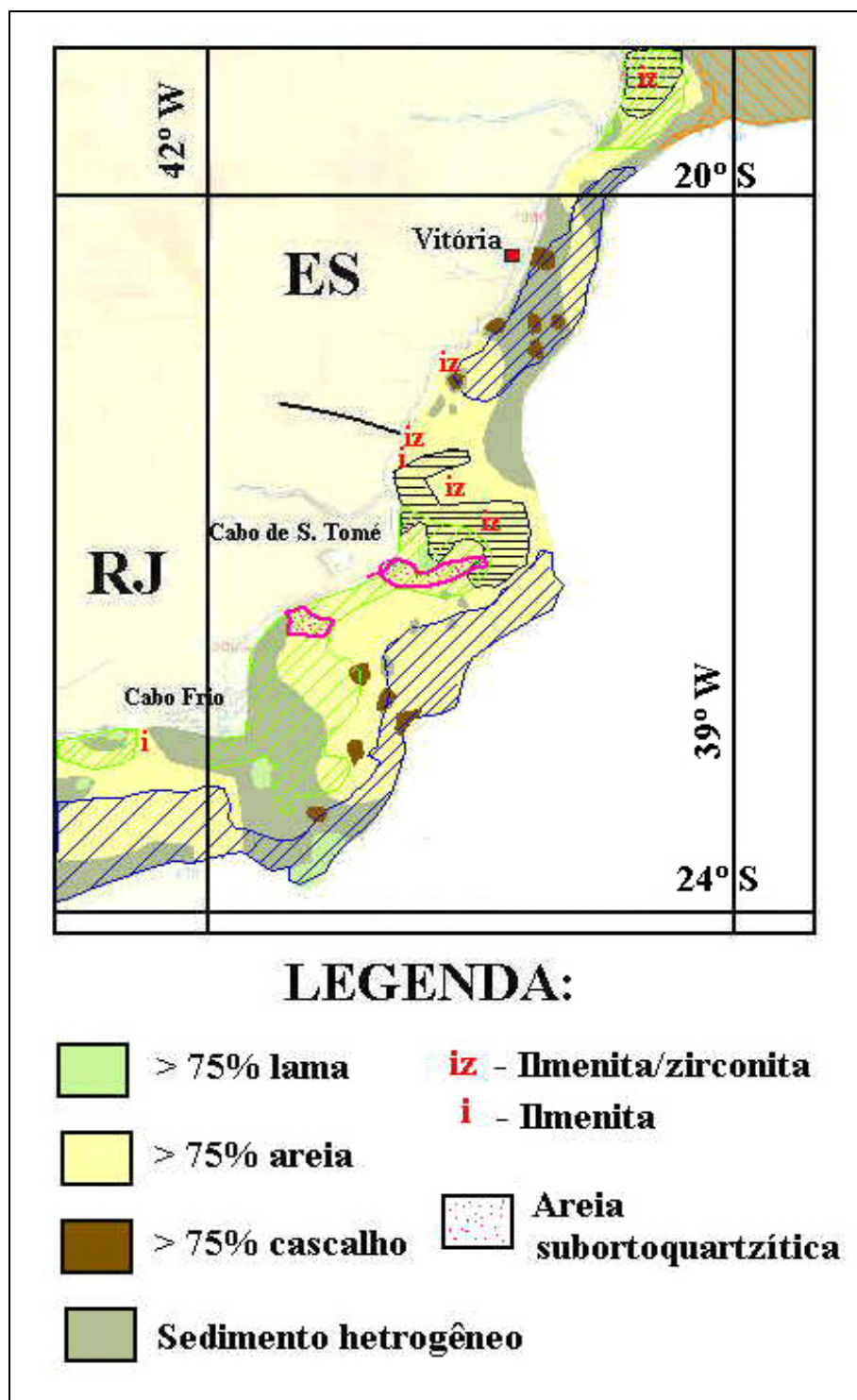


Figura 3.1.2.7-1: Mapa de Recursos Minerais da Plataforma Continental Leste do Brasil (alterado de Amaral et al, 1979).

## **ARGILA E AREIA**

As argilas marinhas, ricas em matéria orgânica e pobre em  $\text{CaCO}_3$  são de grande interesse na indústria de cerâmica. Na Figura 3.1.2.7-1 podemos notar que apenas próximo à desembocadura do rio Paraíba do Sul e à SE de Cabo Frio temos pequenas ocorrências com teor de lama superior a 75%. A lama encontrada no talude, vide Anexo 4 (GEOMAR/PETROBRAS, 2000A), 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.

## **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), próximo à área fonte. Paleo linhas 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).

## **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:

- $\text{CaCO}_3$  - camada de calcário
- $\text{CaSO}_4$  - camada anidrita
- $\text{NaCl}$  + pouco  $\text{CaSO}_4$  - camada de halita
- $\text{K}_2\text{SO}_4$ . $\text{MgSO}_4$ .2 $\text{CaSO}_4$ .2 $\text{H}_2\text{O}$  - camada de polihalita
- $\text{KCl}$  +  $\text{KCl}$ . $\text{MgCl}_2$ .6 $\text{HO}$  - camada de silvita e carnalita

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

O cloreto de sódio ( $\text{NaCl}$ ), 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 à halocinese. Desta forma, a Bacia de Campos, onde temos uma Província de Domo (Dias, 1991), 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.