

## **1. INTRODUÇÃO E OBJETIVO**

---

### **1.1 INTRODUÇÃO**

O trabalho aqui apresentado trata do estudo da estratigrafia de alta resolução e geoquímica orgânica da Formação Tremembé, Terciário da Bacia de Taubaté, com base nos dados de teores de Carbono Orgânico Total (COT), teores de enxofre total e Resíduo Insolúvel (RI), dados de pirólise *Rock-Eval* bem como dos resultados de espectrometria de raios gama. Estes dados foram obtidos a partir de amostras selecionadas de testemunhos de duas sondagens rasas, respectivamente 55,40 m (poço TMB-01-SP) e 18,02m (poço TMB-02-SP), resultantes de testemunhagem contínua ao longo da sucessão de folhelhos da Formação Tremembé, Bacia sedimentar de Taubaté-SP. Estas sondagens foram realizadas através da utilização da sonda Mach 920, pertencente à Faculdade de Geologia da UERJ.

A Formação Tremembé apresenta níveis de folhelhos betuminosos que vem de longa data despertando interesse tanto do ponto de vista econômico quanto acadêmico. Quanto ao aspecto econômico, esses intervalos receberam atenção no que diz respeito à possibilidade de geração de hidrocarbonetos e sua extração por processos industriais. Além disso, existem sucessões em que ocorre a exploração comercial de argilominerais com vistas à sua aplicação industrial. Do ponto de vista acadêmico, a Bacia de Taubaté desperta grande interesse dos pesquisadores, por se situar entre os principais centros urbanos do país e principais centros de ensino e pesquisa da Região Sudeste.

O presente estudo busca contribuir para o entendimento da evolução da Bacia de Taubaté durante o Oligoceno, a partir de um estudo integrado envolvendo aspectos da estratigrafia de alta resolução e da geoquímica orgânica.

A Bacia de Taubaté, juntamente com as bacias de São Paulo, Resende, Volta Redonda, Curitiba e Depressão da Guanabara, forma o Sistema de *Rifts* da Serra do Mar (*SRSM*) (**Almeida, 1976**), expressão da evolução Terciária da região sul-sudeste do Brasil e constitui-se numa Bacia do tipo *rift*, apresentando uma sedimentação tipicamente continental. A sedimentação é sintectônica, com depósitos sedimentares de granulometria grossa nas bordas falhadas da bacia, além de depósitos arenosos e argilosos na sua parte central, ligados a ambientes de sedimentação fluvio-lacustres (Appi *et al.*, 1986; Chang *et al.*, 1989; Riccomini, 1989).

## **1.2 OBJETIVO**

O objetivo primordial do presente trabalho é realizar uma avaliação detalhada do ponto de vista da estratigrafia de alta resolução e da geoquímica orgânica, visando a caracterização de ciclos de alta frequência no intervalo de folhelhos da Formação Tremembé, Bacia de Taubaté, baseado principalmente nos dados de carbono orgânico total, enxofre total e resíduo insolúvel.

Outros objetivos são: (a) descrever detalhadamente os testemunhos do ponto de vista sedimentológico, para melhor compreensão da gênese do depósito e do paleoambiente de formação; (b) verificar a distribuição vertical dos teores de matéria orgânica da seção ao longo da Formação Tremembé, a fim de identificar e caracterizar os intervalos betuminosos; (c) caracterizar o potencial gerador das diferentes unidades quimioestratigráficas identificadas, tendo como base as análises de pirólise.

Um dos desdobramentos esperados deste estudo diz respeito a sua contribuição nos projetos de avaliação do aproveitamento econômico de hidrocarbonetos através da extração industrial dos folhelhos betuminosos.

### 1.3 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está localizada no município de Tremembé, região leste do Estado de São Paulo e coincide geograficamente com o vale do rio Paraíba do Sul. A Bacia de Taubaté apresenta comprimento da ordem de 170 km e largura média de 20 km e espessura sedimentar média de 500 m, com máximos de 800 m (Fernandes, 1993). As sondagens para recuperação dos testemunhos foram realizadas próximo à seção aflorante de folhelhos da Formação Tremembé, em área pertencente à companhia mineradora Extrativa Santa Fé, bairro do Padre Eterno, Município de Tremembé. O sítio encontra-se, mais precisamente, a 590 m de altitude, entre as coordenadas 22°57' S de latitude e 45°32' W de longitude, na estrada para o bairro do Padre Eterno, cerca de 1,6 km do entroncamento dessa estrada com a rua Costa Cabral (Tremembé)/rodovia Francisco Alves (Figuras 1.1 e 1.2).

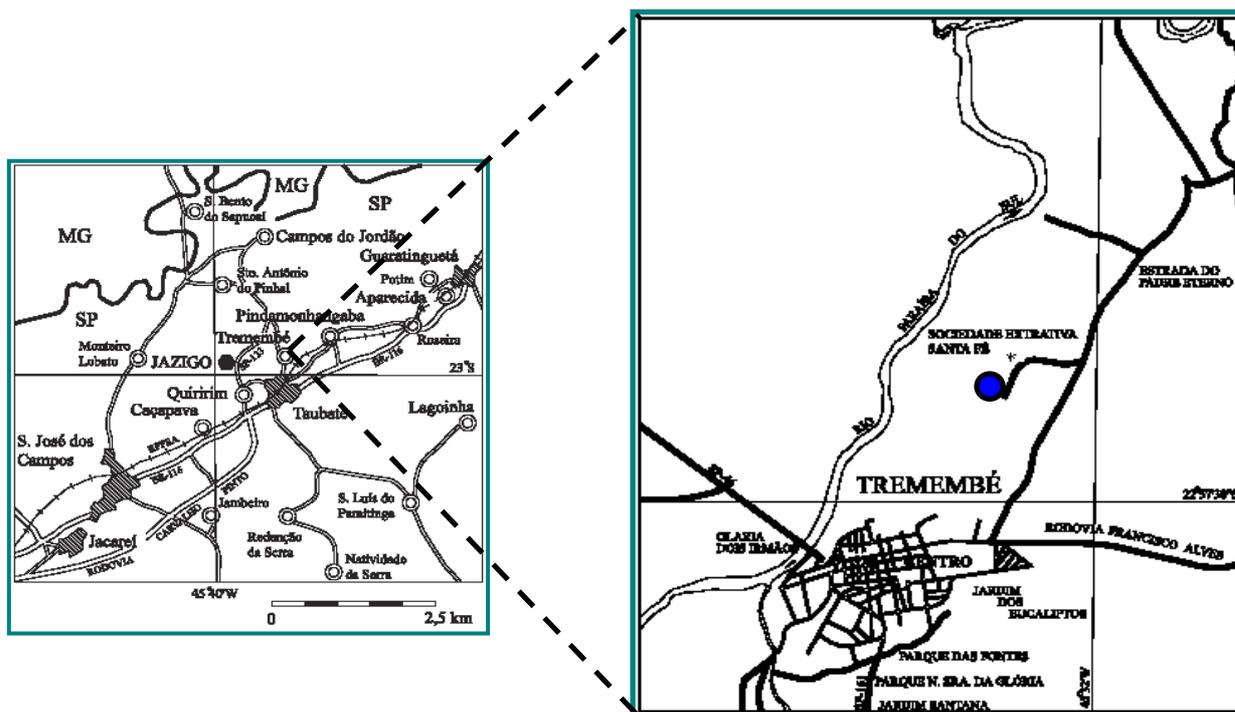


Figura 1.1: Localização da área de estudo



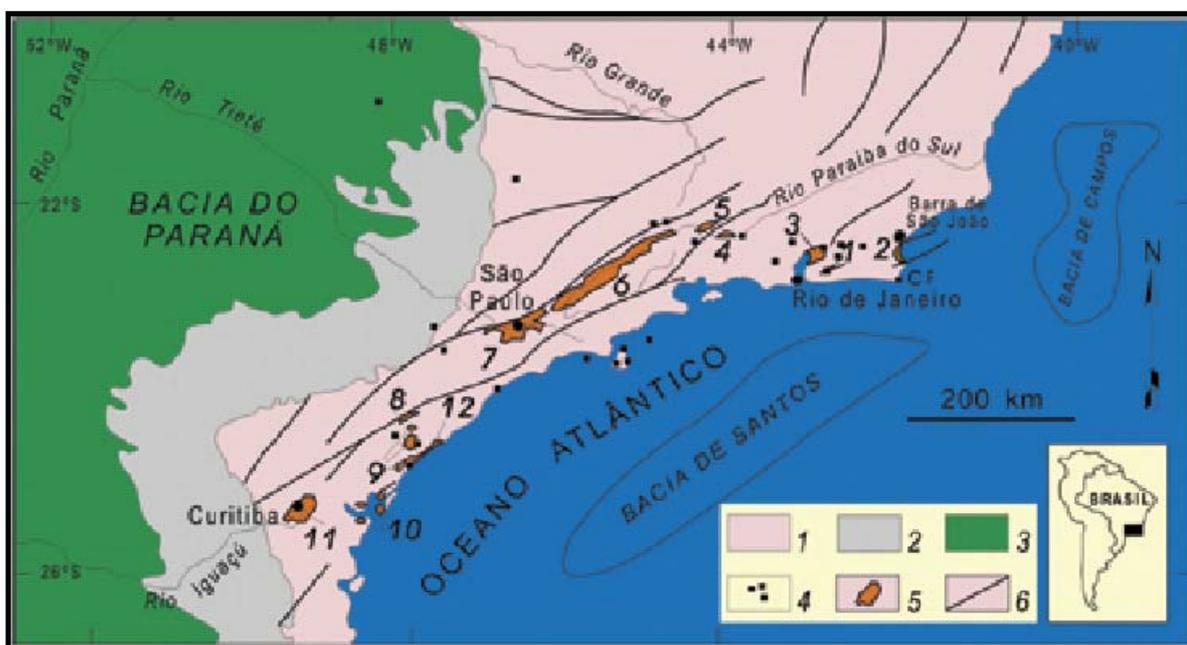
**Figura 1.2:** Localização aproximada dos poços TMB-01 e TMB-02-SP furados na bacia de Taubaté.

## 2. O RIFT CONTINENTAL DO SUDESTE DO BRASIL (RCSB)

---

O *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (RCSB), de idade paleógena, é uma depressão alongada e deprimida com pouco mais de 900 km de comprimento, desenvolvida entre as cidades de Tijucas do Sul, no Estado do Paraná, e a área submersa defronte Macaé, no Estado do Rio de Janeiro. O *rift* segue a linha de costa atual, da qual dista em média 70 km, alcançando o Oceano Atlântico em seu segmento ocidental e na sua Terminação nordeste (Riccomini, 1989).

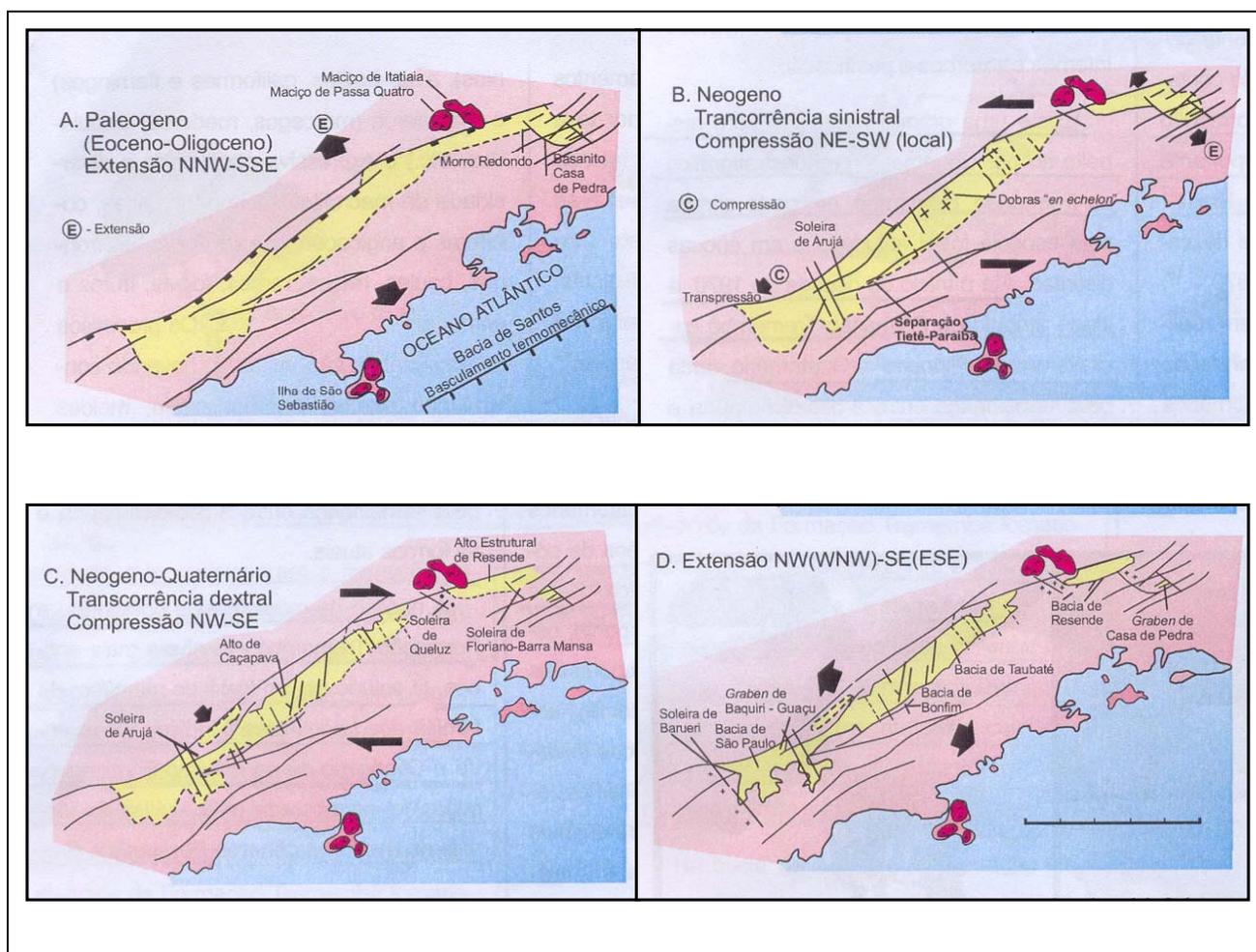
Ele foi instalado no domínio da Faixa Ribeira, de idade neoproterozóica, que inclui núcleos mais antigos. Numerosos corpos de rochas alcalinas eocretáceas a paleogênicas ocorrem ao longo das bordas do *rift*. Zonas de cisalhamento neoproterozóicas de direção NE a EW, reativadas como falhas normais no Paleógeno e transcorrentes no Neógeno, ensejaram a instalação e deformação das bacias que compõem o RCSB. O RCSB pode ser subdividido em três segmentos. O segmento ocidental que engloba a Bacia de Curitiba, as formações Alexandra e Pariqüera-Açu, e os grábens de Guaraqueçaba, Cananéia e Sete Barras. O segmento central acolhe as bacias de São Paulo, Taubaté, Resende e Volta Redonda, assim como os depósitos das regiões de Bonfim (localizada a sudeste da Bacia de Taubaté) e Cafundó (entre as bacias de Resende e Volta Redonda). O segmento oriental compreende as bacias do Macacu, Itaboraí e o Gráben de Barra de São João (**Figura 2.1**). Almeida (1976), ao empregar a designação Sistema de *Rifts* da Serra do Mar, procurou demonstrar o vínculo genético entre as depressões tectônicas - parcialmente ocupadas por bacias sedimentares - e regiões montanhosas soerguidas por falhas, com o notável acidente topográfico do Sudeste do Brasil representado pela Serra do Mar. Riccomini (1989) propôs a designação de *Rift* Continental do Sudeste do Brasil, empregando o termo *rift* no sentido geomorfológico (Gregory, 1984).



**Figura 2.1** - Contexto geológico regional do Rift Continental do Sudeste do Brasil (RCSB) - (1) embasamento pré-cambriano; 2) rochas sedimentares paleozóicas da Bacia do Paraná; 3) rochas vulcânicas toleíticas eocretáceas da Formação Serra Geral; 4) rochas relacionadas ao magmatismo alcalino mesozóico-cenozóico; 5) bacias cenozóicas do rift (1- Bacia de Itaboraí, 2- Gráben de Barra de São João, 3- Bacia do Macacu, 4- Bacia de Volta Redonda, 5- Bacia de Resende, 6- Bacia de Taubaté, 7- Bacia de São Paulo, 8- Gráben de Sete Barras, 9- Formação Pariqüera-Açu, 10- Formação Alexandra e Gráben de Guaraqueçaba, 11- Bacia de Curitiba, 12- Gráben de Cananéia); 6) zonas de cisalhamento pré-cambrianas, em parte reativadas durante o Mesozóico e Cenozóico. Fontes: modificado de Melo et al.(1985a), Riccomini et al.(1996).

Por entender que na sua origem a feição teria sido muito mais contínua do que hoje aparenta ser, talvez beirando a casa do milhar de quilômetros de comprimento, usou o termo *rift* no singular. A sua expressão atual estaria assinalada, mormente pelas ocorrências de sedimentos, que poderiam ser designadas mais propriamente de grábens. O termo continental, segundo o autor, enfatizaria tratar-se o *rift* da entidade tectônica da área continental emersa, diferenciando-o da Bacia de Santos, na porção oceânica adjacente, com a qual guardaria relações em parte de sua evolução cenozóica. A referência ao Sudeste do Brasil seria geograficamente mais abrangente do que Serra do Mar, por tratar-se esta de uma das feições do relevo relacionadas ao

*rift*. Mais recentemente, a denominação de Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil (SRCSB) foi dada por Zalán & Oliveira (2005). O RCSB desenvolveu-se sobre gnaisses, migmatitos e rochas metamórficas de baixo a médio grau, de idade arqueana a neoproterozóica, do Cinturão Ribeira (Almeida *et al.*, 1973), ou Cinturão de Dobramentos Ribeira (Hasui *et al.*, 1975), e diversas suítes de rochas granitóides intrusivas, de idade neoproterozóica (Janasi & Ulbrich, 1991).



**Figura 2.2** - Evolução tectono-sedimentar proposto para o rift continental do Sudeste do Brasil (Riccomini, 1989).

Segundo o modelo tectono-sedimentar proposto para a bacia (**Figura 2.2**) (Riccomini, 1989), entre o Eoceno e o Oligoceno a região entrou em processo tectônico distensivo com sentido NNW-SSE em função do

basculamento termomecânico ocorrido na bacia de Santos, desenvolvendo um grande *graben* orientado na direção ENE-WSE e com mergulho para NNW (**Figura 2.2a**). Nesta fase ocorreu a deposição de leques aluviais associados a rios entrelaçados (Formação Resende), sendo o maior aporte na borda norte da bacia, seguido da instalação de um sistema lacustre raso (Formação Tremembé), que se expandiu até um máximo transgressivo, marcado por camada de folhelho, e fases de ressecamento representadas por camadas de argilito maciço (interpretado como uma região paludal) nas bordas do lago (Torres-Ribeiro, 2004). Por fim, o lago foi colmatado por um sistema fluvial meandrante (Formação São Paulo). No Mioceno, a bacia sofreu movimentação transcorrente sinistral no sentido E-W, com componente distensiva NW-SE e compressiva NE-SW, que conduziram à segmentação do *graben* nas bacias de São Paulo, Taubaté, Resende e Volta Redonda, pelo desenvolvimento das soleiras de Arujá e Floriano, resultante da transpressão sobre fraturas antigas com orientação NW-SE (**Figura 2.2b**). Em um momento posterior a essa movimentação, houve a sedimentação em sistemas fluviais entrelaçados da Formação Itaquaquecetuba. A formação da soleira de Arujá propiciou a separação das drenagens dos rios Paraíba do Sul e Tietê. No Pleistoceno houve uma inversão no sentido de movimentação do sistema de falhas transformantes, passando a ser dextral, invertendo também o sentido das zonas de compressão e distensão (**Figura 2.2c**). Esta reativação conduziu ao desenvolvimento dos altos estruturais de Caçapava, Capela de Santa Luzia e Capela Nossa Senhora do Socorro, segmentando parcialmente a bacia de Taubaté. Neste período houve a deposição da Formação Pindamonhangaba, com características de um sistema fluvial meandrante.

No Quaternário, a bacia de Taubaté entrou novamente em um processo tectônico distensivo com direção WNW-ESE (**Figura 2.2d**). Neste estágio houve a formação da sub-bacia de Bonfim, localizada na parte centro-sul da bacia e a deposição de sedimentos colúvio-aluviais do rio Paraíba do Sul. Atualmente, estudos mostram que a bacia de Taubaté está sob um regime compressivo. Outras interpretações sugerem que as sub-bacias apresentam basculamentos invertidos e não uma direção geral para NW, além de o alto de

Caçapava ter constituído uma feição positiva ao longo de toda a evolução da bacia, conforme evidenciariam as terminações em *onlap* dos refletores sísmicos (Marques, 1990; Fernandes, 1993). Os altos de Caçapava e Pindamonhangaba permaneceram como feições positivas desde o início da sedimentação. O primeiro separa a bacia de Taubaté em duas partes com comportamentos tectônicos diferentes, um com menor taxa de subsidência a oeste e outro mais intenso a leste (Marques, 1990; Fernandes, 1993; Fernandes & Chang, 2001).

Admite-se hoje, de forma consensual, a existência de vínculo entre a instalação e desenvolvimento do RCSB com o Evento Sul-Atlântico. Embora os diferentes modelos propostos para a origem dessas bacias tafrogênicas apresentem convergência ao relacioná-las com o tectonismo e a morfogênese que levaram à formação das serras do Mar e da Mantiqueira, não há consenso quanto aos seus mecanismos geradores. Por outro lado, são ainda pouco numerosos os estudos dedicados ao tectonismo deformador ou modificador dessas bacias (*v.g.* Riccomini, 1989; Ferrari, 2001), incluindo importante atividade neotectônica (Salvador & Riccomini, 1995; Riccomini & Assumpção, 1999; Hiruma *et al.* 2001).

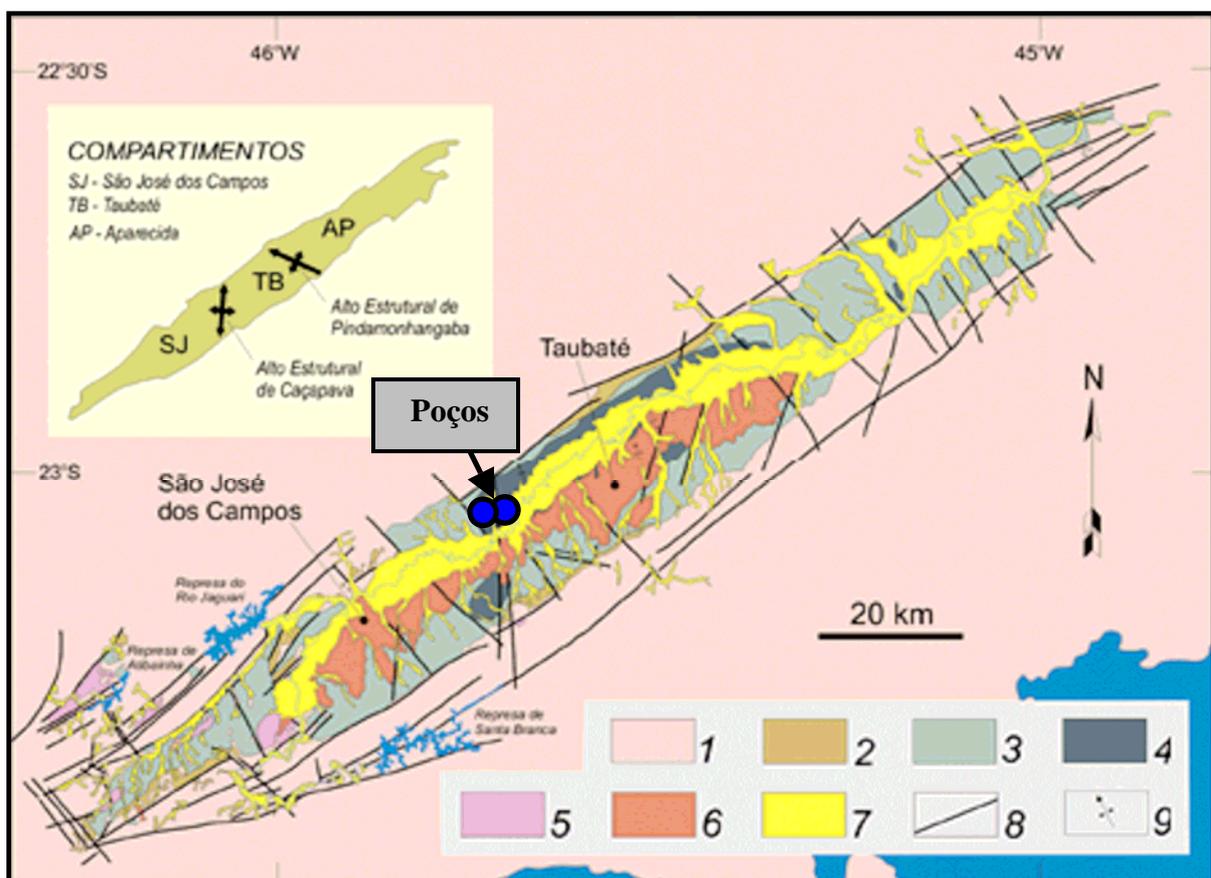
## **2.1 O Segmento Central do RCSB**

Na Bacia de Volta Redonda são reconhecidas duas áreas principais de preservação dos depósitos sedimentares cenozóicos (Melo *et al.*, 1983; Riccomini, 1989). A primeira abrange ocorrências isoladas em topos de elevações a norte e nordeste de Barra Mansa e também em uma faixa de direção NE situada à sudeste da Cidade de Volta Redonda. A segunda, situada a sudeste da anterior, é o Gráben de Casa de Pedra, uma depressão tectônica de direção NE, desenvolvida entre as localidades de Casa de Pedra e Pinheiral, com cerca de 13 km<sup>2</sup> de área, controlada pelas falhas normais da

Água Limpa e das Palmeiras, reativadas de zonas de cisalhamento pré-cambrianas.

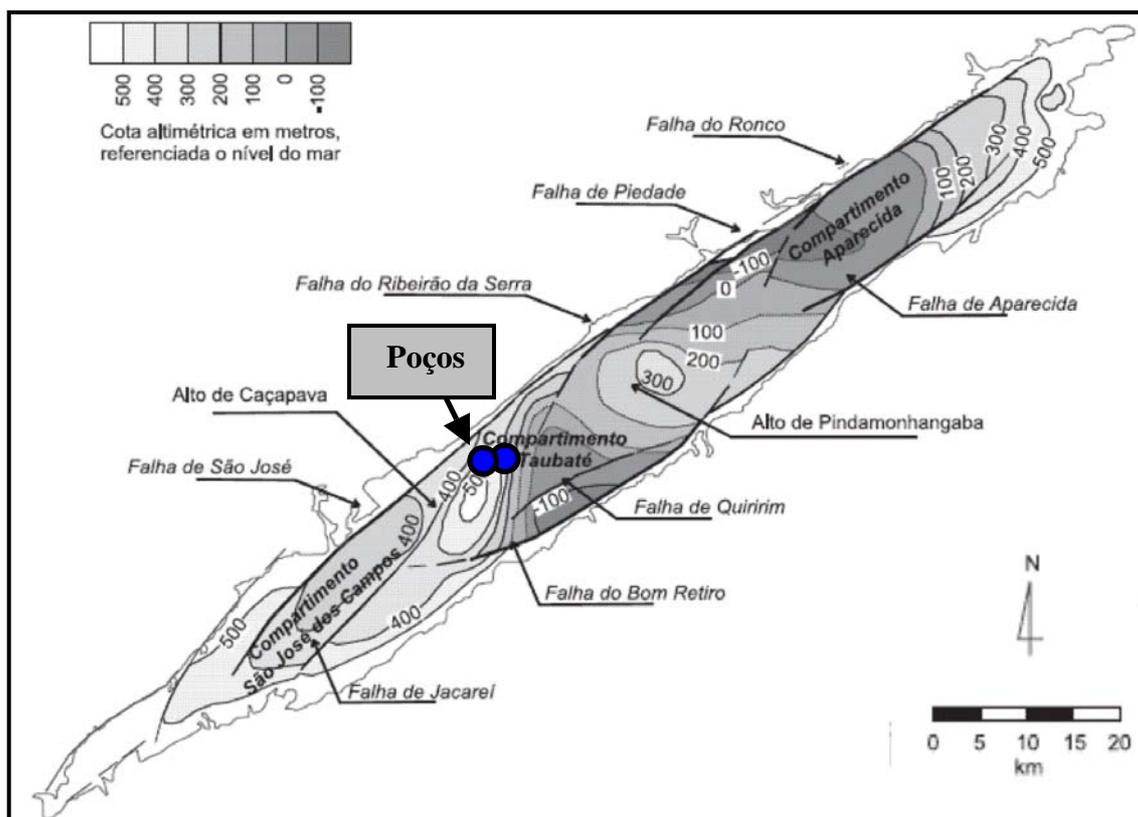
A Bacia de Resende é uma depressão alongada na direção ENE, com pouco mais de 43 km de comprimento e largura média entre 5 e 6 km, perfazendo cerca de 230 km<sup>2</sup> de área. A bacia possui compartimentação transversal imposta pelo Alto Estrutural de Resende, de direção NE (Melo *et al.*, 1983; Riccomini, 1989). Este alto atuou como fonte de sedimentos fanglomeráticos, mas também guarda remanescentes de sedimentos paleogênicos no seu topo. Dados de sondagem distribuídos de maneira irregular na bacia indicam espessura de sedimentos superior a 220 m no compartimento situado a oeste do alto transversal, assim como um espessamento dos depósitos de sul para norte (Melo *et al.*, 1983). A disposição das falhas mestras de direção ENE, reativadas do embasamento, ao longo de sua borda norte e a inclinação do seu assoalho no rumo NNW, permitem caracterizar a bacia como um hemigráben.

A Bacia de Taubaté é a maior depressão tectônica do RCSB. Com 170 km de comprimento e 20 km de largura máxima, ocupa uma área de aproximadamente 3200 km<sup>2</sup> (**Figura 2.3**). Sondagens (Hasui & Ponçano, 1978), mapas de distribuição das litofácies (Riccomini, 1989), linhas sísmicas (Marques, 1990) e dados gravimétricos (Fernandes, 1993; Fernandes & Chang, 2001) indicam que a bacia possui altos internos que delimitam segmentos com alternância de depocentros ao longo do seu eixo. Os altos estruturais de Caçapava, onde encontram-se exposições de rochas do embasamento (Carneiro *et al.*, 1976; Riccomini, 1989), e de Pindamonhangaba, recoberto por sedimentos (Fernandes, 1993), são considerados zonas de transferência que subdividem a bacia em três compartimentos alongados segundo a direção NE, denominados, de sudoeste para nordeste, de São José dos Campos, Taubaté e Aparecida (Fernandes & Chang, 2001; 2003).



**Figura 2.3** - Mapa geológico da Bacia de Taubaté com os poços -(1) embasamento pré-cambriano; 2) Formação Resende (sistema de leques aluviais proximais); (3) Formação Resende (sistema de leques aluviais medianos a distais associados à planície aluvial de rios entrelaçados); **4) Formação Tremembé**; 5) Formação São Paulo; 6) Formação Pindamonhangaba; 7) sedimentos quaternários; 8) falhas cenozóicas, em parte reativadas do embasamento pré-cambriano; 9) eixos de dobras principais. Fonte: modificado de Riccomini (1989).

O Compartimento São José dos Campos é um hemigráben com assoalho inclinado para NW (Marques, 1990), contra a falha mestra de São José, atingindo espessura máxima de 300 m de sedimentos (Fernandes & Chang, 2003). O Compartimento Taubaté, também um hemigráben, apresenta basculamento para SE controlado pela Falha de Quiririm, com cerca de 600 m de espessura máxima de sedimentos (Fernandes & Chang, 2003) (**Figura 2.4**).



**Figura 2.4** - Mapa do arcabouço estrutural da Bacia de Taubaté com os poços estudados (adaptado de Fernandes & Chang, 2003).

O Compartimento Aparecida é um gráben, assimétrico na sua porção sudoeste, onde o embasamento mergulha para NW controlado pela Falha do Ribeirão da Serra, e com tendência a simétrico para nordeste, onde é delimitado pelas falhas de Piedade e do Ronco ao longo da borda noroeste, e de Aparecida na borda sul. Nas proximidades da Falha de Piedade, na porção central deste compartimento, a espessura do preenchimento sedimentar atinge 800 m (Riccomini, 1989; Fernandes & Chang, 2003).

A bacia foi retalhada por falhas pós-sedimentares que causaram soerguimentos e abatimentos locais de seu substrato. A individualização das bacias de São Paulo, Taubaté, Resende e Volta Redonda está relacionada às fases de deformações posteriores à instalação do segmento central do RCSB, como evidenciado pelas ocorrências isoladas de sedimentos nas áreas de separação entre essas bacias (Riccomini, 1989).

Uma dessas ocorrências encontra-se na área do Cafundó, delimitada ao norte por uma falha de direção ENE, entre as bacias de Resende e Volta

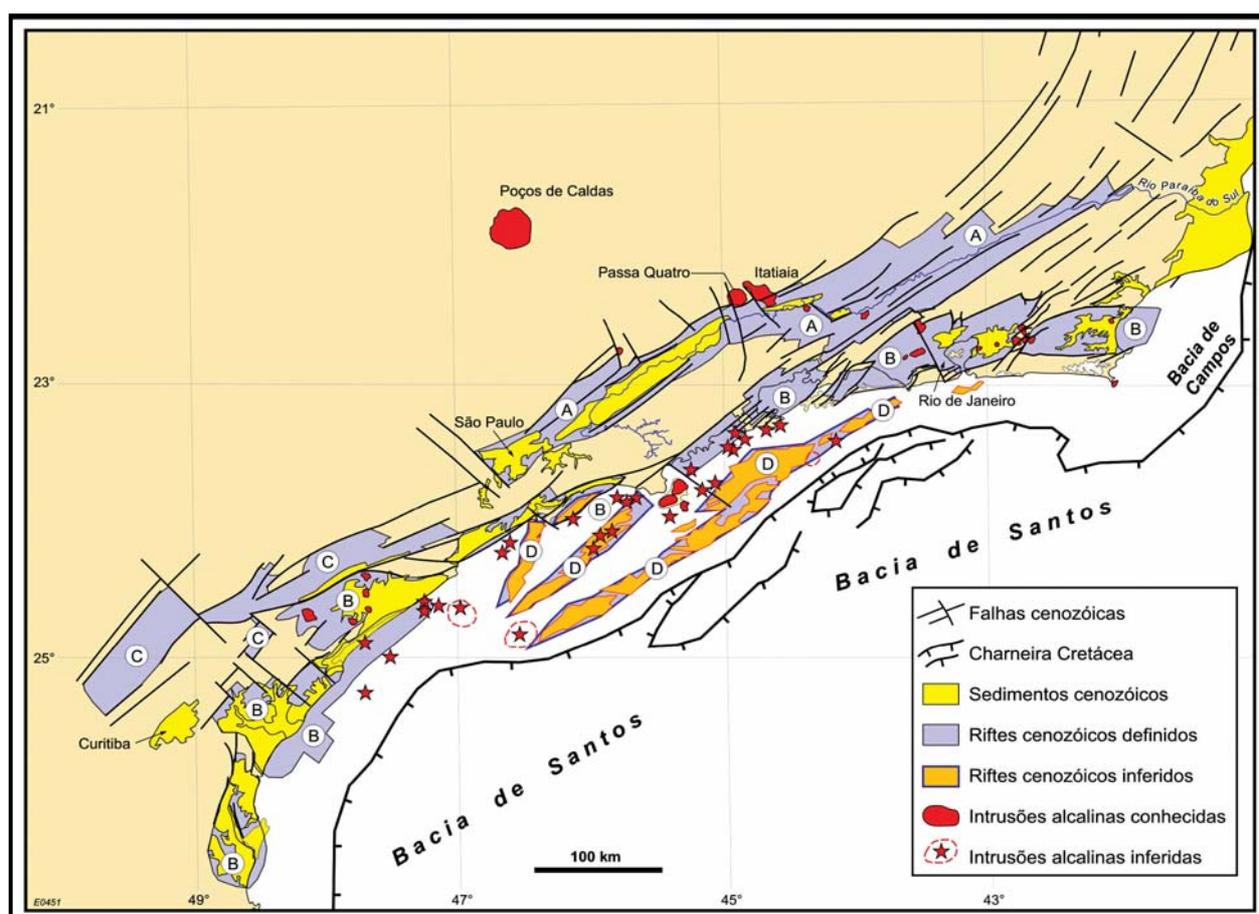
Redonda, onde se encontram preservados sedimentos rudáceos com cerca de 15 m de espessura. O tectonismo deformador levou também, em menor escala, a compartimentação longitudinal das bacias, das quais as de Volta Redonda e São Paulo são bons exemplos. Outra ocorrência é a denominada Bacia de Bonfim, localizada a cerca de 9 km ao sul de Caçapava, nas proximidades da borda sudeste da Bacia de Taubaté, e conhecida pela presença de linhitos, extraídos durante a segunda grande guerra mundial.

## **2.2 Breve Síntese do SRCSB**

Mais recentemente, Zalán & Oliveira (2005) denominaram a esta associação das serras do Mar/Mantiqueira com os vales tectônicos intervenientes e suas extensões na plataforma continental das bacias de Santos/Campos (até às suas charneiras, a oeste das quais não ocorrem sedimentos cretáceos) de Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil (SRCSB). Assim, o modelo genético evolutivo apresentado para o SRCSB tenta concatenar vários eventos geológicos: o deslizamento para oeste da Placa Sul-Americana sobre uma anomalia térmica (não intensa o suficiente para ser chamada de pluma mantélica, espalhada demais para ser caracterizada como um simples *hot spot*) durante o Neocretáceo, o conseqüente soerguimento contínuo e maciço do embasamento, a intrusão de *stocks* alcalinos, o aplainamento da Superfície Japi formando um megaplanalto ao final do Cretáceo, o quebramento/individualização de blocos por instabilidade gravitacional, a movimentação vertical diferencial destes e a efusão de lavas alcalinas durante o Paleogeno; tudo isto adjacente a duas bacias continuamente subsidentes, receptoras dos detritos resultantes do intemperismo/erosão destes elementos morfotectônicos (Zalán & Oliveira, 2005).

Neste trabalho, os autores delimitaram riftes de grandes dimensões, alguns contendo em áreas mais restritas pacotes/manchas sedimentares

aprisionadas (bacias de São Paulo/ Taubaté/ Resende/ Volta Redonda/ Macacu). Bordas falhadas/flexurais, zonas de acomodação, falhas transferentes e compartimentos menores (grábens e sub-grábens) foram interpretados. Como resultado, definiram-se quatro grandes riftes ou corredores de grábens (**Figura 2.5**): **Riftes Paraíba do Sul, Litorâneo, Ribeira e Marítimo** (este contendo rombo-grábens sugeridos na plataforma continental da Bacia de Santos).



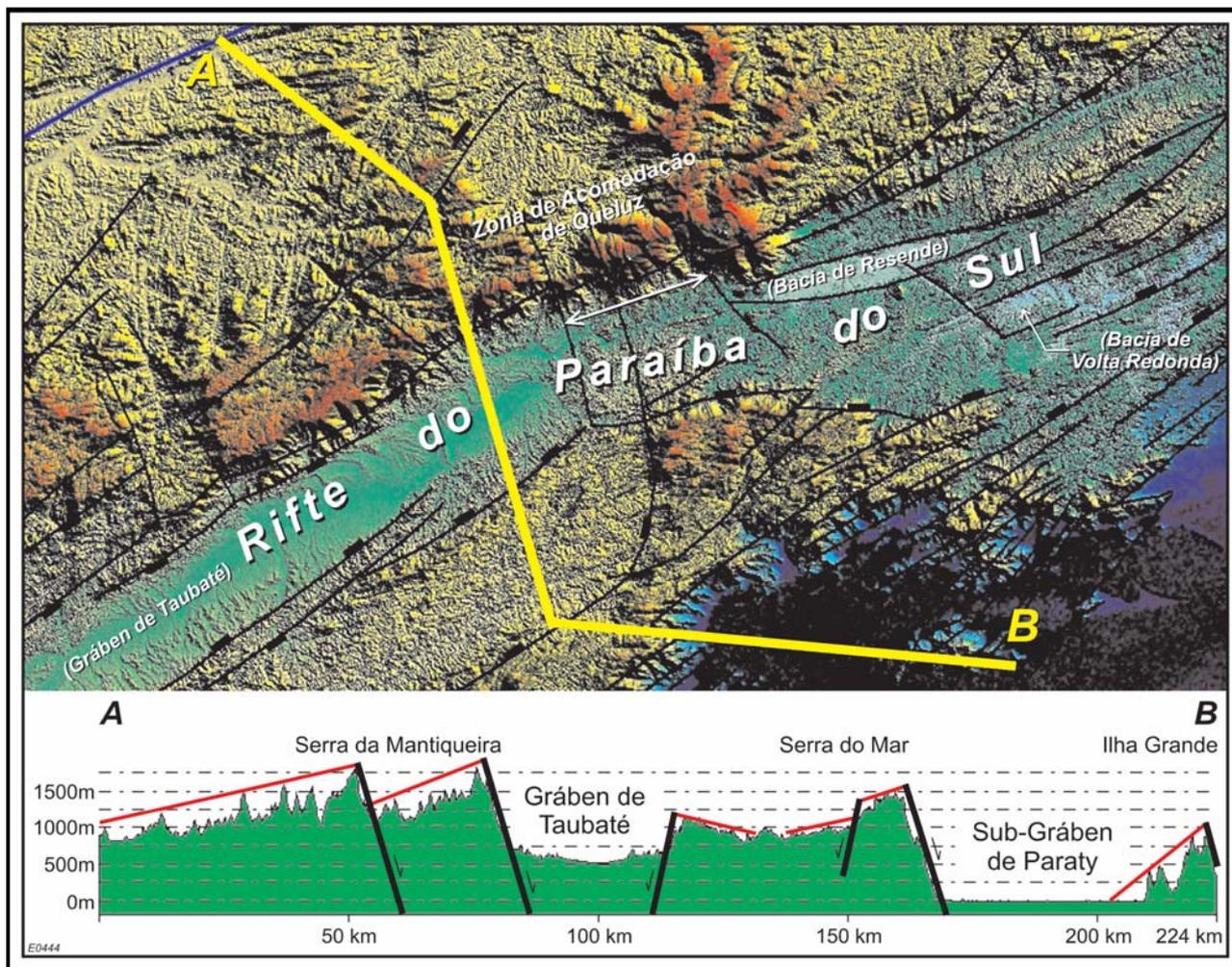
**Figura 2.5** - Mapa de distribuição dos quatro riftes do SRCBS: (A) Paraíba do Sul, (B) Litorâneo, (C) Ribeira, e (D) Marítimo; de suas falhas limitantes, preenchimentos sedimentares, intrusões/lavas alcalinas, charneira cretácea das Bacias de Santos/Campos e o Rio Paraíba do Sul (Zalán & Oliveira, 2005).

O Rift do Paraíba do Sul encaixa completamente o curso do rio homônimo. Assim que este nasce nas encostas setentrionais da Serra do Mar seu fluxo para norte é bruscamente capturado pelo Gráben de Taubaté na altura de Guararema (**Figura 2.6**). De oeste para leste, o Rift do Paraíba do Sul

engloba os grábens de São Paulo, Taubaté, Resende-Volta Redonda e do Baixo Paraíba do Sul, este contendo o restante do curso retilíneo e encaixado do rio até São Fidélis.

O Gráben de Taubaté é fortemente assimétrico, apresentando sua borda falhada no pé da Serra da Mantiqueira (escarpas de 1.000 m-1.500 m). A borda meridional da entidade maior, do *rift*, é assumida no limite com a Serra do Mar (escarpas de 400 m-500 m), também por falha (**Figura 2.6**). A bacia sedimentar apresenta inversões de depocentros separados por altos transversais internos, com alternância de bordas falhadas a norte e a sul (sísmica de reflexão, Marques, 1990). Em toda sua extensão, o Rifte do Paraíba do Sul apresenta o estilo estrutural de tectônica dominó e é predominantemente assimétrico para norte.

O *Rift* Litorâneo engloba, de leste para oeste, os grábens de Barra de São João, Guanabara, Ubatuba, Santos, Ribeira do Iguape, Cananéia e Paranaguá (Zalán & Oliveira, 2005). O *Rift* do Ribeira engloba os grábens de Sete Barras e Alto Ribeira, o primeiro assimétrico com borda falhada e o segundo totalmente simétrico. Os *Rifts* terrestres se interligam em alguns pontos isolados. O Rifte do Paraíba do Sul se une ao *Rift* Litorâneo através do patamar ou rampa de revezamento de Lídice, próximo a Angra dos Reis, que sobe do Sub-Gráben de Paraty para o Gráben de Sete Barras), provavelmente devido ao quebramento causado pelos inúmeros diques do Alinhamento de Guapiara (Almeida e Carneiro, 1998). Nos mapas geológicos do Sudeste brasileiro as extensas zonas de cisalhamento de direção NE/SO no embasamento geram um padrão geométrico rômbo/sigmoidal recorrente entre as diversas unidades pré-cambrianas, e que, por vezes, controlam a instalação dos riftes cenozóicos. Esta estruturação, em sua maior parte, é paralela à linha de costa, exceto em duas regiões onde esta cruza o arcabouço do embasamento: no litoral norte de Santa Catarina e na região de Marica, no litoral fluminense (ortognaisses e rochas supracrustais do Terreno Cabo Frio, Heilbron *et al.* 2000).



**Figura 2.6** - Perfil morfo-estrutural interpretado do Rifte do Paraíba do Sul (Gráben de Taubaté) e do Rifte Litorâneo (Sub-Gráben de Paraty). Perfil típico de tectônica dominó. Linha vermelha representa interpretação da atitude atual da SAJ (Zalán & Oliveira, 2005).

As altitudes atuais das montanhas circundantes do SRCSB (e da SAJ) são resultados de, no mínimo, dois episódios de alçamento. Evidências diretas são fornecidas por estudos de traços de fissão de apatita que apontam para um importante soerguimento sofrido pelo embasamento entre 85-65 Ma (Tello Saenz *et al.* 2003).

As bacias de Santos/ Campos/Espírito Santo constituíram-se nas calhas receptoras de grande parte do material erodido das topografias altas. Conseqüentemente, influxos anômalos de sedimentos nestas bacias devem corresponder a pulsos de soerguimento nas áreas-fonte adjacentes. Os dados adquiridos pelas atividades de exploração petrolífera permitem uma detalhada

reconstituição da interrelação entre tectônica e sedimentação. Nas bacias de Campos/Santos turbiditos de idades entre o Albiano e Mioceno ocorrem regularmente, mas com intensidades variáveis, e acumulam a grande maioria do petróleo brasileiro (Zalán & Oliveira, 2005). Esta distribuição temporal de areias em águas profundas reflete um cráton granítico-gnáissico pré-cambriano sendo continuamente erodido. Entretanto, quantidades anômalas de areias turbidíticas em certas épocas indicam rejuvenescimento das áreas-fonte, seja por soerguimento generalizado ou por criação de desníveis topográficos por abatimentos de blocos (Zalán e Oliveira, 2005).

Na Bacia de Santos ocorrem volumosos depósitos clásticos grossos proximais (Formação Santos), clásticos médios-finos plataformais (Formação Juréia), ambos com geometria agradacional, e turbiditos distalmente equivalentes, do Santoniano-Maastrichtiano (Pereira & Feijó, 1994). Pulsos de turbiditos arenosos são retomados timidamente no Neopaleoceno/Eoceno, e de maneira notável no Mesoeoceno intercalados regularmente com diamictitos de fluxos lamosos, indicando uma ação conjunta de rejuvenescimento de área-fonte com intensa pluviosidade.

Uma progradação miocênica aponta para outro pulso de rejuvenescimento do embasamento, com predomínio do aporte de material clástico sobre o afundamento bacinal. Na Bacia de Campos turbiditos denominados de Namorado são significativos no Neo-albiano-Cenomaniano. Entretanto, turbiditos santonianos, campanianos e maastrichtianos são notáveis em termos de quantidade e qualidade (Pereira & Feijó, 1994). O caráter litológico proximal destes turbiditos indica uma área-fonte muito próxima dos ambientes marinhos profundos, uma quase inexistência de uma plataforma continental. No Cenozóico, a Bacia de Campos tem seus principais reservatórios turbidíticos no intervalo Mesoeoceno a Mioceno, com pico no Oligoceno. A mesma progradação neomiocênica reportada na Bacia de Santos ocorre também nesta bacia. O rejeito do embasamento na borda norte da Bacia de Taubaté é da ordem de 2500 m (1500 m de escarpa da Serra da Mantiqueira mais 1000 m de espessura sedimentar), igual ao da bacia de Resende (2000 m de escarpa da Serra de Itatiaia mais 500 m de espessura

sedimentar). Na borda norte do Gráben da Guanabara estima-se um rejeito de 2200 m (desnível entre a Serra dos Órgãos e a Baixada Fluminense) (Zalán & Oliveira, 2005).

A geração de intenso relevo vertical por abatimento seletivo de blocos, criando grábens e ombreiras, rejuvenesceu a erosão do embasamento cristalino com conseqüente aumento da carga de sedimentos clásticos nas drenagens que fluíam do interior dos *riffts* para as bacias marginais adjacentes (Zalán & Oliveira, 2005). Ainda segundo Zalán & Oliveira (2005), a ocorrência de quatro grandes *riffts* subparalelos, contendo compartimentos menores (grábens e subgrábens), aponta para uma tectônica distensional típica, onde elementos estruturais familiares tais como bordas falhadas e flexural, perfis de blocos planares rotacionados (tectônica dominó) e grábens assimétricos/simétricos, comuns em outros riftes bem estudados, podem ser reconhecidos. Esta tectônica foi responsável pela reativação de câmaras magmáticas alcalinas na parte terrestre (lavas ankaramíticas e diques de fonolitos, 55-40 Ma, Guedes *et al.* 2005).

Dentre os modelos propostos pelos autores Riccomini (1989) e Zalán & Oliveira (2005), considero o destes o mais plausível uma vez que há mais evidências de um *rift* compartimentado (*riffts* Paraíba do Sul, Litorâneo, Ribeira e Marítimo) em detrimento daquele que considera que no passado a feição teria sido muito mais contínuo do que aparenta ser, talvez beirando a casa do milhar de quilômetros de comprimento, em que o autor usou o termo *rift* no singular. Os autores Zalán & Oliveira (2005) tentaram demonstrar que a alternância de serras e vales/planícies intervenientes do Sudeste do Brasil constitui uma notável sucessão de *horsts* e grábens escalonados, assimétricos, com bordas falhadas e flexurais, com zonas de acomodação e falhas transferentes segmentando-os em sub-grábens. Ainda, definiram os *riffts* como corredores de vales tectônicos deprimidos ao longo de falhamentos normais planares e rotacionais. Os termos gráben e sub-gráben foram usados para designar compartimentações tectônicas menores dentro dos *riffts* maiores. O termo bacia foi restrito para as pequenas e eventuais acumulações sedimentares que ocorrem dentro dos grábens.

### **3. A BACIA DE TAUBATÉ**

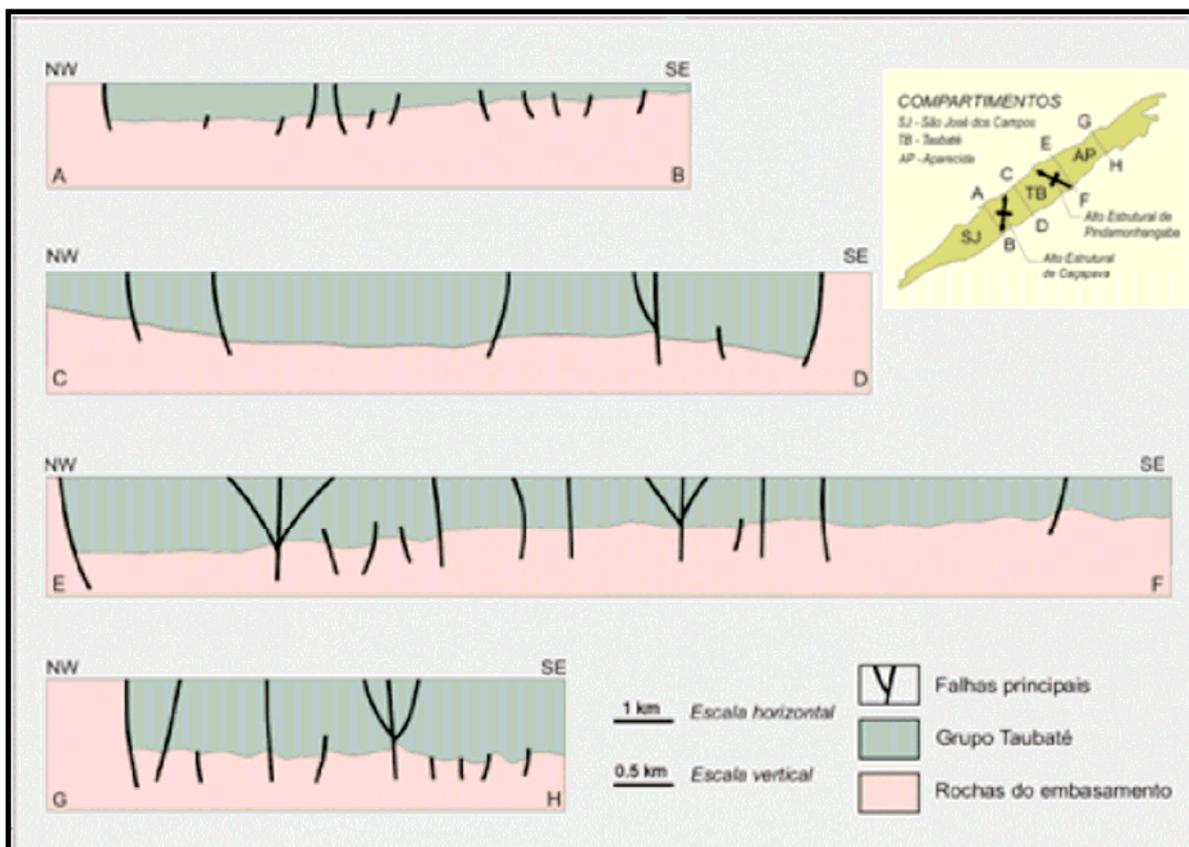
---

Conforme abordado anteriormente, a Bacia de Taubaté faz parte de um conjunto de bacias tafrogênicas cenozóicas, que se dispõem sobre uma faixa orientada segundo a direção ENE, subparalela às principais feições estruturais da região sudeste do Brasil. A origem destas depressões está relacionada à evolução da margem continental brasileira. Processos tectônicos distensivos, ocorridos a partir do Cretáceo Superior, conduziram a um abatimento escalonado de blocos, associado a magmatismo de caráter alcalino. A Bacia de Taubaté corresponde a uma bacia assimétrica, formada internamente por regiões deprimidas e elevadas. As primeiras correspondem às sub-bacias de Jacareí, Eugênio de Melo, Taubaté e Pindamonhangaba, separadas entre si pelos altos do rio Putins, Caçapava, rio Una e Aparecida. Os sedimentos que preenchem essa depressão são de origem tipicamente continental e de idade cenozóica (Eoceno-recente). Dados geofísicos provenientes de sísmica de reflexão e gravimetria estimam uma espessura máxima em torno de 800-900 metros de profundidade (Marques, 1990). A mesma constitui-se numa bacia do tipo rifte intracontinental.

A sedimentação é sintectônica, com depósitos sedimentares de granulometria grossa nas bordas falhadas da bacia, além de depósitos arenosos e argilosos na parte central, ligados a ambientes de sedimentação fluvio-lacustres (Appi *et al.*, 1986; Chang *et al.*, 1989; Riccomini, 1989). A estruturação interna é caracterizada por grabens assimétricos, limitados por falhas e que, ao longo da bacia, mudam de vergência formando um padrão alternado (Fernandes, 1993). Com dimensão de 170 km no eixo maior e 20 km de largura, pode ser subdividida em blocos separados por altos estruturais do embasamento.

O falhamento principal ocorre na borda noroeste, controlando o depocentro bacial por meio de falhas com mergulho para sudeste (Carneiro *et al*, 1976). Os sedimentos mostram pequeno basculamento contra o plano de falha principal. É sugerido a compartimentalização da bacia através de falhas de transferência de direção N-S, secundárias dentro de um modelo geral de arqueamento da crosta, como condicionante para a formação da bacia. É a maior depressão tectônica do RCSB, ocupa uma área de aproximadamente 3200 km<sup>2</sup>. Sondagens, mapas de distribuição das litofácies, linhas sísmicas e dados gravimétricos indicam que a bacia possui altos internos que delimitam segmentos com alternância de depocentros ao longo do seu eixo.

Os altos estruturais de Caçapava, onde se encontram exposições de rochas do embasamento, e de Pindamonhangaba, recoberto por sedimentos, são considerados zonas de transferência que subdividem a bacia em três compartimentos alongados segundo a direção NE, denominados, de sudoeste para nordeste, de São José dos Campos, Taubaté e Aparecida (Fernandes & Chang, 2001). O compartimento São José dos Campos é um hemigráben com assoalho inclinado para NW (Marques, 1990), contra a falha mestra de São José, atingindo espessura máxima de 300m de sedimentos (Fernandes & Chang, 2001). O compartimento Taubaté, também um hemigráben, apresenta basculamento para SE controlado pela Falha de Quiririm, com cerca de 600m de espessura máxima de sedimentos. O Compartimento Aparecida é um gráben, assimétrico na sua porção sudoeste, onde o embasamento mergulha para NW controlado pela Falha do Ribeirão da Serra, e com tendência a assimétrico para nordeste, onde é delimitado pelas falhas de Piedade e do Ronco ao longo da borda noroeste, e de Aparecida na borda sul. Nas proximidades da Falha de Piedade, na porção central deste compartimento, a espessura do preenchimento sedimentar atinge 800m (Riccomini, 1989). A **Figura 3.1** a seguir mostra tais compartimentos:



**Figura 3.1-** Seções geológicas da Bacia de Taubaté elaboradas a partir de dados sísmicos da Petrobrás. Seção A-B, porção nordeste do Compartimento São José dos Campos; seção C-D, parte central do Compartimento Taubaté; seção E-F, porção sudoeste do Compartimento Aparecida; seção GH, porção centro-nordeste do Compartimento Aparecida. Fontes: modificado de Marques (1990) e Riccomini et al.(2000a).

### 3.1 CONTEXTO GEOLÓGICO ESTRUTURAL E ARCABOUÇO TECTONO-ESTRATIGRÁFICO.

Na porção central da Bacia de Taubaté foram reconhecidos dobramentos em escala macroscópica e regional (Riccomini, 1989). Na região de Caçapava-Taubaté, nas proximidades da borda da bacia, verificou-se em alguns locais, a ocorrência de dobramentos de amplitude decimétrica afetando folhelhos. A bacia está fortemente compartimentada, reconhecendo-se seis depocentros individuais ao longo do seu *strike* denominados, de sudoeste para nordeste, como Parateí, Jacareí, Eugênio de Melo, Quiririm, Roseira e Lorena. As sub-bacias estão separadas por altos estruturais transversais associados a falhamentos normais de direção NO-SE (Marques, 1990). A Bacia de Taubaté

é um gráben alongado na direção NE-SO, condicionado pela estruturação pré-cambriana impressa no embasamento. É delimitado ao norte, no sopé da Mantiqueira, pelo falhamento transcorrente de Buquira e, ao sul, pela falha transcorrente do Alto de Fatura. No Meso-Cenozóico, estes falhamentos sofreram reativações, com deslocamentos horizontais e verticais, propiciando a formação de zonas de falhas sub-paralelas e transversais à sua direção, que deram origem à bacia. As falhas longitudinais e os altos transversais criaram uma compartimentação na bacia, culminando com a formação das seis sub-bacias mencionadas anteriormente.

O substrato pré-cenozóico do segmento central do RCSB no qual se insere a Bacia de Taubaté compreende: terrenos proterozóicos do cinturão de Dobramentos Ribeira (Hasui *et al.*, 1975), constituídos por migmatitos com estruturas variadas, rochas metamórficas (milonito-gnaisses, gnaisses bandados, gnaisses graníticos, xistos, quartzitos e anfibolitos) e rochas ígneas (granitos e pegmatitos); intrusões de diabásio eocretáceas (Amaral *et al.*, 1967, Turner *et al.*, 1995); rochas alcalinas Cretáceo-terciárias dos grandes maciços de Passa Quatro, no extremo leste da Bacia de Taubaté, Itatiaia e Morro Redondo, nos arredores da Bacia de Resende, aos quais estão associados diques e soleiras (Riccomini, 1989). No preenchimento sedimentar paleogênico, o sistema de leques aluviais associados à planície aluvial de rios entrelaçados da Formação Resende ocupa as posições basal e lateral na Bacia de Taubaté, sendo seus depósitos os mais abundantes e expressivos da sedimentação paleogênica, compreendendo grande parte do pacote sedimentar. A Formação Resende apresenta três litofácies principais, com lamitos conglomeráticos, lamitos arenosos a argilosos, e arenitos, que marcam, respectivamente, a gradação entre as porções distal, mediana e proximal de um trato de sistema de leques aluviais, originados a partir de fluxos de massa nas bordas tectonicamente ativas da bacia (Riccomini, 1989). O formato da Bacia de Taubaté e a disposição das zonas de cisalhamento proterozóicas que a limitam, configurando um romboedro alongado, levaram à sua classificação como uma bacia transcorrente, resultante de movimentação sinistral ao longo

de falhas reativadas do embasamento (Zalán, 1986), modelo este reiterado com base em dados geofísicos (Padilha *et al.*, 1991).

### 3.2 A FORMAÇÃO TREMEMBÉ

A Formação Tremembé, originalmente definida por Almeida (1958), corresponde, na concepção atual (Riccomini, 1989), a um sistema lacustre do tipo *Playa-Lake*, de idade oligocênica, desenvolvido na porção central da Bacia de Taubaté e, de forma mais restrita, na Bacia de São Paulo.

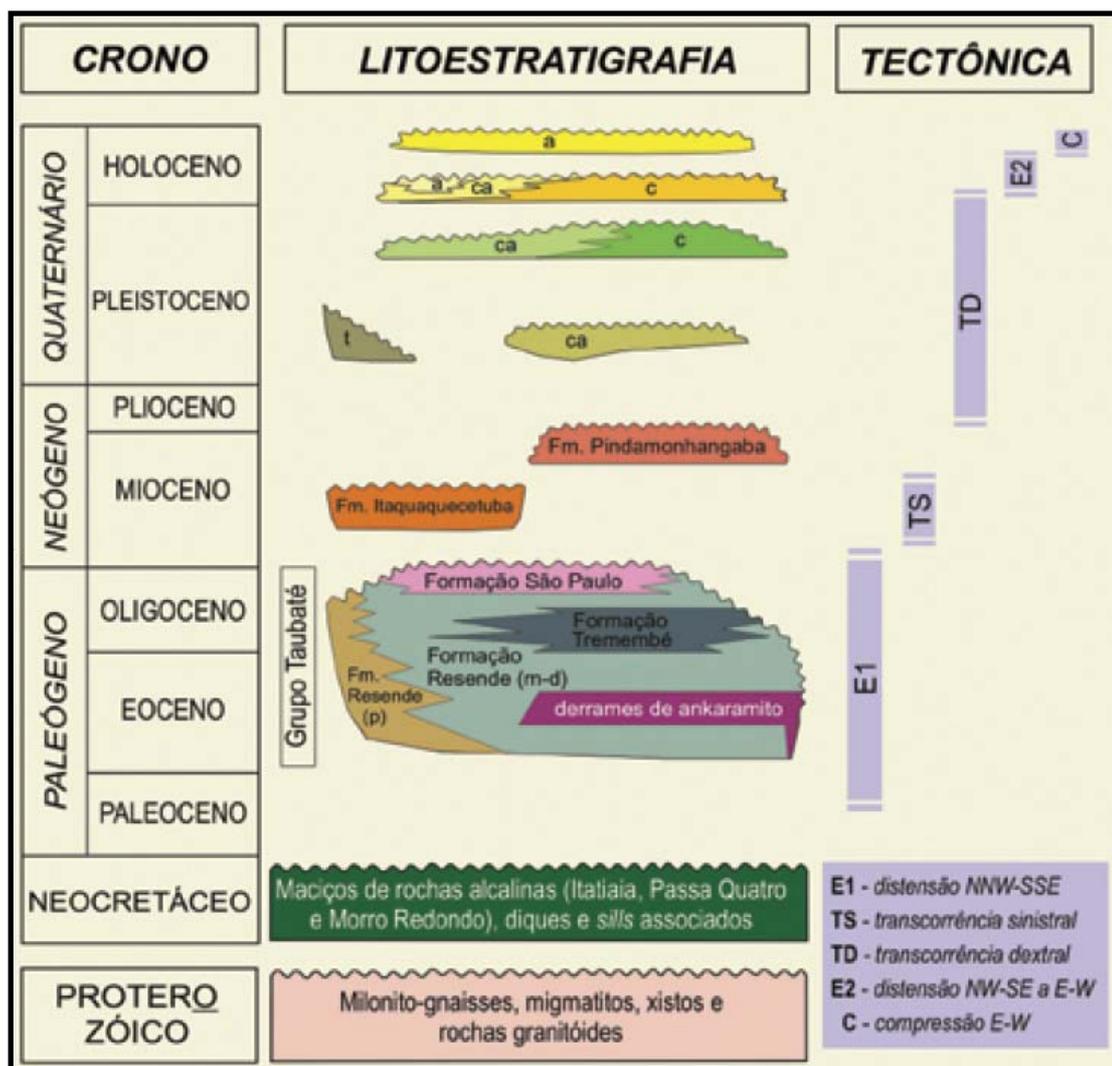
Riccomini (1989), baseado na análise de fácies e sistemas deposicionais, apresentou uma revisão litoestratigráfica dos depósitos das bacias de Taubaté, São Paulo, Resende e Volta Redonda, onde a Formação Tremembé está estratigraficamente situada na porção intermediária do Grupo Taubaté (**Figura 3.2**), interdigitando-se lateral e verticalmente, com os depósitos eocênicos da Formação Resende, esta representativa de um sistema de leques aluviais associados à planície aluvial de rios entrelaçados (*braided*). A partir de dados de sondagens e afloramentos, as principais litofácies reconhecidas na Formação Tremembé compreendem (Riccomini, 1989, Riccomini *et al.*, 1996): argilitos verdes maciços, ritmitos de folhelhos e margas, dolomitos e arenitos.

Os argilitos verdes maciços constituem pacotes com espessura métrica, freqüentemente fossilíferos e, às vezes, exibindo gretas de contração e concreções calcíferas de dimensões até decimétricas. Os ritmitos são formados pela alternância de lâminas ou camadas centimétricas de folhelhos e margas. Os folhelhos são de cor castanha a cinza escuro, localmente papiráceos e fossilíferos e às vezes pirobetuminoso (Suguió, 1969). As margas são ricas em ostracodes e podem gradar para calcários. As fácies de argilitos verdes maciços, folhelhos e dolomitos apresentam área de ocorrência significativa na porção central da bacia (**Figura 3.2**).

A passagem sucessiva de dolomito para argilitos verdes e folhelhos pirobetuminosos é atribuída ao aumento da profundidade da lâmina d'água do lago (Riccomini, 1989). Os dolomitos representam os períodos de maior salinidade, quando vigoravam altas taxas de evaporação, conforme indicado por valores positivos de  $\delta^{13}\text{C}$  (+10 a + 12%) e  $\delta^{18}\text{O}$  (+2,8 a 3,9%) obtidos para dolomita (Sant'Anna, 1999). Os argilitos verdes depositaram-se em épocas de lâmina d'água baixa no lago e os folhelhos correspondem à sedimentação lacustre com lâmina de água espessa.

Os arenitos finos a médios com estratificações cruzadas de grande porte foram depositados em leques deltáicos chegando no lago, descritos exclusivamente na borda norte da Bacia de Taubaté (Riccomini, 1989). Os arenitos em corpos tabulares predominam nas bordas do lago e representam inunditos originados por processos do tipo *sheet flood*, por ocasião de enchentes esporádicas. Mais raramente, estes arenitos ocorrem intercalados nos argilitos verdes maciços na porção central da bacia e foram interpretados como turbiditos lacustres (Suguio e Vespucci, 1985). Análises palinológicas efetuadas por Lima *et al* (1985 a), em amostras de folhelhos pirobetuminosos da Formação Tremembé coletadas na sondagem n° 42 do CNP, e também por Yamamoto (1995), indicaram idade Oligocênica para esta unidade. Riccomini (1993) reconhecem o caráter cíclico da deposição dos folhelhos papiráceos da Formação Tremembé.

Esses folhelhos exibem alternância de finas lâminas claras e escuras, consideradas como depósitos de inverno e verão, respectivamente, de natureza várvida. Os pacotes de folhelhos exibem porções com elevado teor em querogênio (folhelhos pirobetuminosos), com espaçamentos regulares provavelmente controlados por ciclos astronômicos de precessão, obliquidade e excentricidade de Milankovitch. Riccomini (1993) estimou que a deposição da Formação Tremembé, na Bacia de Taubaté ocorreu num prazo de aproximadamente 650.000 anos, um intervalo relativamente restrito dentro dos poucos mais de 10 Ma do Oligoceno.



**Figura 3.2** – Quadro litoestratigráfico e evolução tectono-sedimentar do segmento central do RCSB, onde a Formação Tremembé está estratigraficamente situada na porção intermediária do Grupo Taubaté.- Letras: p - leques aluviais proximais; m-d - leques aluviais medianos a distais associados à planície aluvial de rios entrelaçados; t -depósitos de tálus; c - depósitos colúvialuviais; ca - depósitos colúvialuviais; a – depósitos aluviais. Modificado de Riccomini (1989), Mancini (1995), Salvador & Riccomini (1995), Riccomini et al. (1996).

### 3.3 O AMBIENTE DE FORMAÇÃO (LACUSTRE)

Como já mencionado anteriormente, o ambiente que originou a Formação Tremembé é interpretado como um sistema lacustre do tipo *playa lake* (Riccomini, 1989). Os lagos são corpos d'água sem ligação direta com o

mar, cuja formação depende basicamente da existência de uma depressão na superfície da terra e de um balanço hidrológico favorável (Esteves, 1988). Torres-Ribeiro (2004) interpretou o lago Tremembé como constituído por uma lâmina d'água relativamente rasa (5 a 10 m), na qual foram depositadas argilas em condição de baixa energia com clara contribuição eólica. A partir dos altos teores de matéria orgânica, do conteúdo palinológico, da razão C/S e da grande quantidade de matéria orgânica amorfa, propôs-se que tratava de um lago estratificado devido à salinidade, que o fundo era normalmente anóxico, intercalado com fases oxidantes/suboxidantes, que propiciavam o desenvolvimento de esteiras algálicas e a bioturbação por anelídeos (*Planolites*) (Torres-Ribeiro, 2004). A partir da associação faciológica, este autor observou que havia grande flutuação do lago, ora muito fundo, ora muito raso, com lâmina d'água pequena e conseqüente aumento da salinidade. Este rebaixamento propiciava o aumento da concentração de carbonato de cálcio na água, observada na grande concentração de ostracodes. Torres-Ribeiro (2004) classificou o lago Tremembé como um sistema lacustre fechado, oligomítico e eutrófico, depositado em clima semi-árido.

Dentre os diversos tipos de bacias lacustres (p. ex., vulcânicas, fluviais, glaciais etc.), as de origem tectônica em geral são as mais duradouras no tempo geológico e apresentam as maiores áreas superficiais e profundidade, possuindo, portanto, um maior potencial petrolífero (Katz, 1995). A aplicação direta, em lagos, dos conceitos normalmente usados no estudo de bacias marinhas é dificultada pelas diferentes taxas de mudança nos fatores que controlam o desenvolvimento das seqüências sedimentares e pelas características intrínsecas desses ambientes (Scholz *et al*, 1998). Como exemplo, a deposição de lobos turbidíticos ocorreria durante fases de nível de lago alto, ao contrário do que se observa nas bacias marinhas. Nos lagos tectônicos, a interação entre subsidência, aporte sedimentar e balanço hidrológico controla as características físicas e químicas da massa d'água, a natureza e a arquitetura dos depósitos sedimentares, e a distribuição e potencial das rochas geradoras de petróleo (Lambiase, 1990). Um fenômeno fundamental na dinâmica dos sistemas lacustres é a estratificação térmica da

coluna d'água. A persistência da estratificação térmica dos lagos depende de diversos fatores como clima, temperatura e salinidade da água, área e profundidade do lago, e regime de ventos (Esteves, 1988).

Nos lagos situados em regiões temperadas, o aquecimento das águas superficiais durante o verão provoca a estratificação da coluna d'água, enquanto a diminuição da radiação solar no outono, resfria o epilímnio, homogeneizando a temperatura e provocando a circulação da massa d'água. Em regiões tropicais, por outro lado, os lagos tendem a permanecer estratificados durante a maior parte do ano, com eventuais períodos de circulação nas fases de clima mais ameno (Esteves, 1988).

As rochas geradoras de petróleo (folhelhos) de origem lacustre são tidas como constituídas predominantemente por querogênios do tipo I (Tissot & Welte, 1984), caracterizado por ser mais rico em hidrogênio e, portanto, apresentar maior potencial para a geração de hidrocarbonetos líquidos quando comparados aos querogênios dos tipos II (marinho) e III (de origem terrestre). Rochas geradoras de origem lacustre são responsáveis pela origem de uma parcela significativa das reservas de petróleo em várias regiões do mundo como Indonésia, China, Brasil, Sumatra, oeste da África e Austrália (Katz, 1995).

### **3.3.1 CLASSIFICAÇÃO E ASPECTOS FÍSICO-QUÍMICOS DOS LAGOS.**

Existem situações geológicas associadas à dinâmica dos ambientes deposicionais que propiciam a formação de lagos, como o fechamento de vales fluviais por geleiras, vulcanismo, ilhas-de-barreira e outros. Contudo, o mecanismo mais efetivo é o tectônico com a formação de bacias tipo rifte e sinéclise (Reeves, 1968; Hakanson & Jansson, 2002).

Os lagos de Rifte têm como características a reduzida extensão superficial em relação à profundidade, enquanto os de sinéclises são geometricamente inversos, tendo como característica adicional o fato de as flutuações do nível do lago afetarem amplamente a linha de praia.

Talbot & Allen (1996) e Einsele (1992) apresentaram uma classificação simples e de fácil aplicação, que divide os lagos em dois grupos em função das condições hidrológicas, visto que governam a natureza e distribuição das fácies sedimentares. Assim, podem ser hidrológicamente abertos ou fechados. Lagos fechados são comuns em regiões quentes e com clima semi-árido a árido. Nestas regiões, em função de variações climáticas de pequena ordem (10 a 100 anos), o nível do lago pode variar consideravelmente e afetar a extensão da praia e zona proximal. Durante longos períodos (1000's de anos) a concentração de elementos químicos de alta solubilidade pode aumentar e precipitar sais. Lagos hidrológicamente abertos tendem a ocorrer em clima temperado e úmido. É comum a formação de deltas e sedimentação por plumas, sendo a concentração de matéria orgânica pequena devido à alta taxa de sedimentação (Einsele, 1992).

A classificação baseada na produtividade da matéria orgânica no sistema lacustre foi criada no âmbito da Limnologia por Neumann (1932 *apud* Hakanson & Jansson, 2002), sendo relacionada ao longo do tempo. Baseia-se na determinação das fontes de matéria orgânica, ou seja, se há um predomínio de fontes alóctones ou autóctones. Podem ser, portanto, dos seguintes tipos (Hakanson & Jansson, 2002):

- \* Eutróficos – a produtividade da matéria orgânica dentro do sistema lacustre supera a provinda de fora. Possuem como características gerais altas concentrações de fósforo, nitrogênio e clorofila e pouca transparência;

- \* Distróficos – as áreas circunvizinhas suprem a maior parte da matéria orgânica. Possuem alta concentração de material húmico e coloração escura da água;

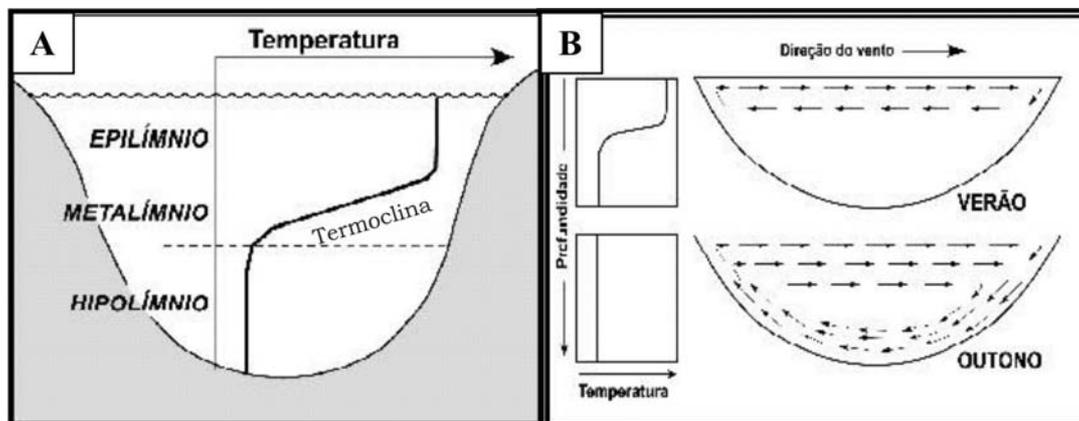
\* Oligotróficos - pequena produtividade primária, com baixa quantidade de algas e, comparativamente, baixa concentração de elementos orgânicos (fósforo e nitrogênio) e alta transparência.

Há uma série de fatores que controlam diretamente a produtividade primária do lago, citando a hidrodinâmica, morfologia, luminosidade, temperatura, grau de mistura da coluna d'água, oxigenação e entrada de nutrientes. Estes, associados às variações no suprimento inerentes às áreas fontes, levam a mudanças na classificação ao longo do tempo geológico. Existe, para tanto, o termo "mesotrófico", aplicado ao estado transiente.

Classificação baseada na estratificação térmica e no grau/frequência de mistura da coluna d'água é bastante interessante, pois os diversos processos físicos e químicos que atuam no sistema lacustre, inclusive a sedimentação dependem fundamentalmente da diferença de densidade da água. Essa propriedade é função da temperatura e, em menor escala, da salinidade e quantidade de sedimentos em suspensão, que, por sua vez, são fortemente governados pela morfometria (forma e volume) do lago e relevo da área circunvizinha (Talbot & Allen, 1996; Reeves, 1968; Hakanson & Jansson, 2002). A radiação solar é a principal fonte de calor, havendo também diversos casos de fontes geotermiais em lagos de rifte e vulcânicos. A dependência da temperatura decorre dos fenômenos físicos restritos à água, que apresenta densidade máxima a 4°C e o estado sólido menos denso que o líquido.

Outra característica física inerente à água é a capacidade de absorver calor sem alterar rapidamente a sua temperatura (com exceção das camadas superficiais). Por tal fato e em função da taxa de acumulação de calor depender da penetração da radiação solar, há o desenvolvimento de uma zona superior, tipicamente mais quente, oxigenada e com circulação, denominada epilímnio, e outra inferior, mais fria, possivelmente anóxica e estável, chamada de hipolímnio. A região intermediária, com maior gradiente térmico, é denominada metalímnio e a linha indicativa de queda no gradiente térmico é conhecida como *termoclina* (Reeves, 1968) (Wetzel, 1983) (**Figura 3.3**). Quando há circulação de corrente até o fundo do lago, ocasionando a mistura

ao longo de toda a coluna, os lagos são chamados de *holomíticos*, enquanto aqueles cujo fundo são preservados são denominados *meromíticos*.



**Figura 3.3** - Representação esquemática da estratificação térmica da coluna d'água de um lago (A) e padrão de circulação da massa d'água em lagos de regiões de clima temperado durante o verão e o outono (B). Modificado de Wetzel (1983).

A estratificação da coluna d'água é decorrente da diferença de temperatura enquanto a sua mistura é função da latitude. Em regiões temperadas tende a ocorrer o resfriamento (ou até congelamento) das águas superficiais e seu afundamento devido a maior densidade, o que propicia a formação de correntes de convecção. Isso raramente ocorre em lagos tropicais, pois nestes ocorre o aquecimento das águas superficiais. Como o transporte do oxigênio na água por difusão molecular é pouco eficiente (Esteves, 1988), sua quantidade ao longo da coluna d'água é fortemente controlada pelo padrão de estratificação e circulação da massa d'água (Wetzel, 1983). Nos lagos meromíticos, como a circulação não envolve toda a coluna d'água, a camada mais profunda pode permanecer isolada, acarretando o desenvolvimento de condições anóxicas permanentes. A atividade dos organismos também influencia diretamente o grau de oxigenação. Em lagos com alta produtividade primária, a decomposição da matéria orgânica, formada na zona fótica, resulta num grande aumento de consumo de oxigênio no hipolímnio, que pode se tornar anóxico. Por outro lado, em lagos com baixa produtividade primária, podem prevalecer condições óxicas ao longo de toda coluna d'água.

Ao contrário dos sistemas marinhos, onde os íons cloreto (Cl<sup>-</sup>) e sódio (Na<sup>2+</sup>) são predominantes, nos lagos podem ocorrer elevadas proporções de outros íons como cálcio (Ca<sup>2+</sup>), magnésio (Mg<sup>2+</sup>), potássio (K<sup>+</sup>), bicarbonato (HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>) e sulfato (SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>) (Wetzel, 1983). A água dos lagos pode variar de doce a hipersalina em função de uma série de fatores, dentre os quais se destacam a composição das rochas na área de drenagem e o balanço hidrológico do lago. Variações de salinidade ao longo da coluna d'água de um único lago, por sua vez, dependem de sua profundidade e seu padrão de estratificação e circulação. Em lagos rasos, a salinidade é geralmente homogênea, enquanto em lagos profundos e estratificados, pode haver um acentuado aumento na concentração de sais no hipolímnio. A salinidade da água condiciona fortemente a abundância e variedade de organismos dos ecossistemas lacustres, observando-se, de modo geral, um decréscimo da produtividade primária com o aumento de salinidade (Katz, 1995).

Os ambientes lacustres atuais e antigos possuem uma grande diversidade de fatores que controlam os processos hidrológicos, sedimentares e biológicos, tornando difícil uma classificação sistemática.

Nos lagos tectônicos, a interação entre subsidência, aporte sedimentar e balanço hidrológico controla as características físicas e químicas da massa d'água, a natureza e arquitetura dos depósitos sedimentares, e a distribuição e potencial das rochas geradoras de petróleo (Lambiase, 1990).

## **4. PRECEITOS METODOLÓGICOS**

---

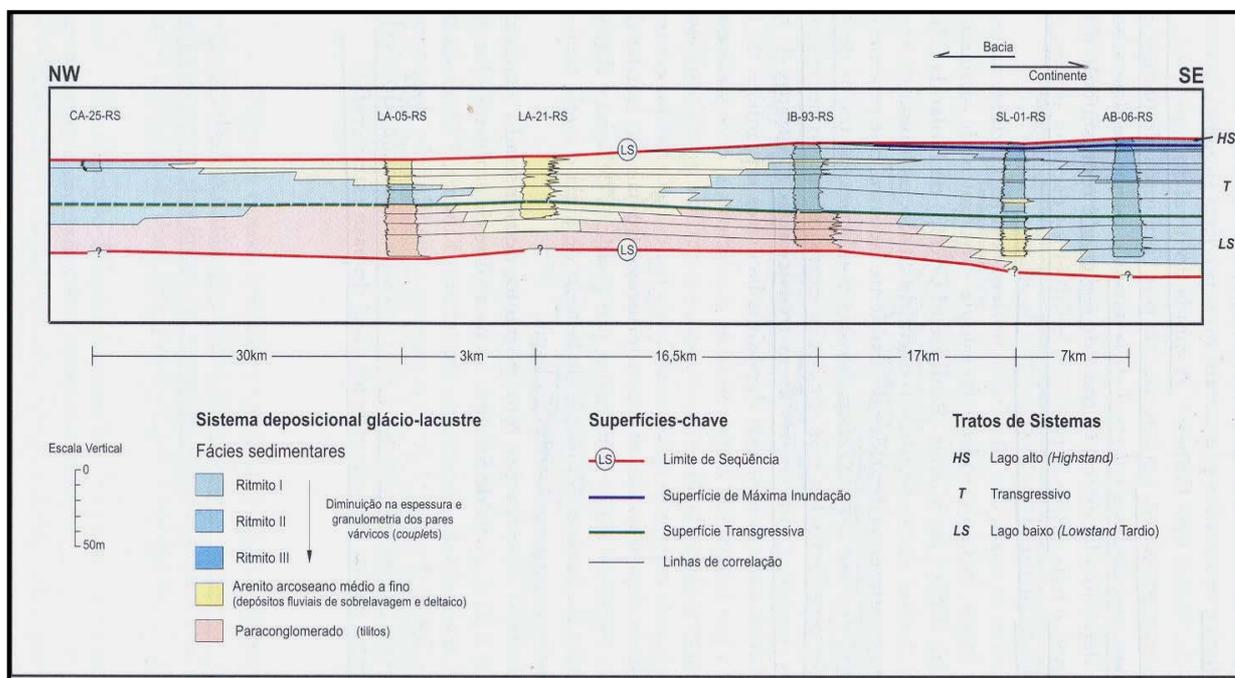
### **4.1 A MODERNA ESTRATIGRAFIA**

Os conceitos da sismo-estratigrafia criaram o embasamento daquilo que viria a ser atualmente popularizado com a denominação de Estratigrafia de Seqüências, a qual busca o entendimento das relações entre a arquitetura deposicional do preenchimento de bacias sedimentares e as oscilações eustáticas, ou seja, a partir do padrão estratal interpretam-se os tratos de sistemas deposicionais relacionados com determinados trechos da curva de oscilação eustática (Posamentier *et al.*, 1988).

Della Fávera (2001) definiu a Estratigrafia de Seqüências como o estudo de relações de rochas sedimentares dentro de um arcabouço cronoestratigráficos de estratos relacionados geneticamente, o qual é limitado por superfícies de erosão ou não deposição, ou por suas concordâncias relativas. A estratigrafia de seqüência deve ser vista como uma ferramenta ou maneira de focar a estratigrafia e não como um molde rígido onde tudo deve ser encaixado perfeitamente. A sua unidade fundamental é a seqüência deposicional onde cada uma é formada por uma sucessão de estratos concordantes, geneticamente relacionados, limitado no topo e na base por superfícies cronoestratigráficas representadas por discordâncias ou suas conformidades relativas. No caso do ambiente lacustre, a seqüência pode ser dividida em tratos de sistemas de nível de lago baixo, transgressivo e lago alto, em parasseqüências e em conjuntos de parasseqüências (Figura 4.1).

Os tratos de sistemas são definidos como um conjunto de sistemas deposicionais, que por sua vez são assembléias tridimensionais de litofácies. O empilhamento das litofácies é feito por conjuntos estratais de parasseqüências que são camadas concordantes e geneticamente relacionadas, limitadas por

superfícies de inundação (Galloway, 1989). As seqüências e seus componentes internos são interpretados como resultado de uma interação entre taxas de eustasia, subsidência e aporte sedimentar.



**Figura 4.1:** Exemplo de aplicação dos conceitos da Estratigrafia de Seqüências em sucessões lacustres, ilustrando a distribuição das fácies sedimentares que compõem o sistema deposicional glácio-lacustre do Grupo Itararé-RS. Adaptado de Silveira (2000).

Dentro da evolução de uma revolução científica, considera-se que a estratigrafia de seqüências se encontra na fase de arrumação (*mopping up*), uma vez que seus conceitos estão sendo constantemente modificados, sem se alterar todavia o paradigma principal, isto é, a divisão do registro sedimentar em seqüências (Della Fávera, 2001).

Do ponto de vista de Vail (1987), a estratigrafia de seqüências é a aplicação das técnicas de interpretação sísmo-estratigráfica na análise de bacias sedimentares, objetivando a divisão, correlação e mapeamento das rochas sedimentares de uma bacia. Nesse sentido, a seqüência é um intervalo de depósitos sedimentares geneticamente relacionados e limitados cronoestratigraficamente. A importância desse conceito para a estratigrafia de seqüência é que para um determinado conjunto de processos deposicionais,

por conseguinte, determinados ambientes deposicionais e litofácies, estarão associados a um determinado trato de sistemas deposicionais. Um trato de sistemas é definido objetivamente pela geometria estratal nas superfícies limitantes, pela sua posição dentro de uma seqüência deposicional e pelo padrão interno de empilhamento. Dessa forma, o reconhecimento de tratos de sistemas a partir de dados sísmicos permite um entendimento mais acurado da arquitetura deposicional de uma área, possibilitando um prognóstico mais preciso dos paleoambientes deposicionais e, portanto, das litofácies.

#### **4.2 ESTRATIGRAFIA EM SISTEMAS LACUSTRES**

Diversos estudos têm demonstrado a resposta sedimentar às variações do nível de lagos, atuando como nível de base, principalmente no sistema de lagos do *rift* leste africano (Scholz *et al*, 1990). Embora muitas vezes mais delgados que seus equivalentes marinhos, a configuração dos depósitos associados a sistemas lacustres apresentam estreita similaridade geométrica com estratos observados ao longo de muitas bacias de margem passiva (Faccini e Paim, 2001).

Nos ambientes lacustres as variações do nível do lago afetam sua estratigrafia independentemente de o sistema ser aberto ou fechado. As variações dos níveis dos lagos controlam não apenas o espaço de acomodação, mas também a distribuição de energia física dentro do ambiente, atuando diretamente sobre os processos de sedimentação. Desta forma, a posição do nível do lago afetará não só a faciologia lacustre, como também o sistema fluvial adjacente e sua arquitetura estratigráfica, de forma similar à influência marinha nas regiões costeiras.

Períodos de incisão e agradção fluvial nas bordas dos lagos podem apresentar clara e direta correspondência com as oscilações do nível dos lagos. As possibilidades de correlação estratigráfica, contudo, diminuem

progressivamente com o aumento da distância em relação à linha de costa lacustre. Olsen (1991) descreveu mudanças nas fácies lacustres mesozóicas do supergrupo Newark do leste norte-americano, atribuindo as causas das oscilações do nível do lago e a variações dos parâmetros orbitais, relacionadas aos ciclos de Milankovitch. Algumas destas variações podem ter excedido os 100 metros em amplitude. O mesmo autor reconheceu três conjuntos distintos de fácies, relacionando-os com sucesso aos modelos da estratigrafia de seqüências, tendo as variações do nível do lago como principal controlador da faciologia. Mudanças na linha de costa do lago, desenvolvimento de vales incisos, presença de evaporitos, foram todos relacionados a quedas do nível de base do lago.

Diversos outros trabalhos em áreas e idades diferentes têm documentado progradações e retrogradações de conjuntos de parassequências e, portanto, deslocamentos das linhas de costa lacustre. As geometrias resultantes são relacionadas a expansões dos lagos, pontuadas por quedas no nível de base estratigráfico. Diversas observações têm, portanto, demonstrado a aplicabilidade dos conceitos da estratigrafia de seqüências na análise de ambientes lacustres, incluindo estudos na Bacia do Recôncavo (Severiano Ribeiro, 1991)(Della Fávera *et al*, 1994)(Della Fávera *et al*, 2001) e na Bacia do Paraná (Silveira, 2000). A geometria e distribuição dos tratos de sistemas (ou tratos de fácies) são gerados como resposta a variações do nível de base do lago que, nestes casos, corresponde ao nível de base estratigráfico.

Frostick & Reid (1989) sustentam que em ambientes de rifte ativo existe a tendência de se explicar às variações observadas na sedimentação por efeitos de falhamentos. Observam-se, entretanto, que para riftes intracontinentais, onde se implantam bacia lacustres, as flutuações climáticas são de fundamental importância. A natureza da sedimentação depende diretamente do clima predominante.

#### **4.3 A ESTRATIGRAFIA QUÍMICA**

Ferramenta utilizada na correlação estratigráfica de seqüências sedimentares, a estratigrafia química se encarrega das pesquisas de eventos anóxicos e sua distribuição no tempo geológico bem como de sua aplicação em estratigrafia de seqüências. Estuda os isótopos estáveis do carbono e oxigênio na matéria orgânica e suas aplicações paleoambientais e paleoclimatológicas. Estuda também os biomarcadores, predizendo a evolução paleoambiental de seqüências lacustres e marinhas e suas implicações cronoestratigráficas.

A estratigrafia química combina dados de estratigrafia com aqueles de geoquímica orgânica e inorgânica, podendo também, ser aplicada com grande sucesso para prever a distribuição da matéria orgânica, fornecendo um arcabouço estratigráfico e fornecendo o potencial de reconhecimento de tratos de sistemas ou parassequências.

Dados de estratigrafia química colocados num contexto de estratigrafia de seqüências permite quantificar e freqüentemente identificar os fatores que contribuíram para a geração e concentração de matéria orgânica.

#### **4.4 A MATÉRIA ORGÂNICA LACUSTRE**

Sedimentos ricos em matéria orgânica de origem lacustre são responsáveis pela geração de apenas uma pequena parte das reservas mundiais de petróleo, majoritariamente geradas por sedimentos marinhos (Tissot & Welte, 1984).

A quantidade de matéria orgânica preservada num sistema lacustre é basicamente o resultado entre a biomassa produzida dentro do lago (autóctone) e/ou trazida de sua área de drenagem (alóctone), e quantidade de biomassa alterada e reciclada na coluna d'água e nos sedimentos. O ciclo do carbono nos sistemas na verdade é muito complexo, envolvendo a interação

entre diversas formas de carbono orgânico e inorgânico particulados e dissolvidos. O tipo de matéria orgânica preservada nos depósitos lacustres é controlado por diversos fatores tais como o clima, tamanho, profundidade do lago e topografia de sua área de drenagem (Kelts, 1988), podendo variar desde completamente autóctone até quase toda proveniente de fora do lago. A principal fonte de matéria orgânica autóctone nos lagos são os organismos primários, principalmente algas.

Evidências moleculares e isotópicas, entretanto indicam que bactérias químic e fotossintética também podem representar uma importante fração de matéria orgânica primária preservada nos sedimentos (Kelts, 1988).

A produtividade primária é condicionada por uma série de fatores, tais como luminosidade, temperatura, disponibilidade de nutrientes (especialmente fósforo e nitrogênio), salinidade, pH, etc (Kelts, 1988). No entanto, dentre todos os fatores, o mais importante é a disponibilidade de nutrientes (Katz, 1990). Enquanto em pequenos lagos o escoamento superficial e os rios podem representar importantes fontes de nutrientes, em corpos d'água de grandes dimensões, a manutenção de altos níveis de produtividade depende principalmente da eficiência da reciclagem de nutrientes a partir da biomassa depositada no fundo do lago. O grau de preservação da matéria orgânica depende da concentração de oxigênio ao longo da coluna d'água e na interface água/sedimento (Demaison & Moore, 1980). Sob condições óxicas, bactérias aeróbicas e metazoários degradam a biomassa. Já sob condições disóxicas/anóxicas, a ação desses organismos é restringida, e as bactérias anaeróbicas que empregam nitratos e sulfatos como agentes oxidantes passam a ser as responsáveis pela alteração da matéria orgânica.

Em lagos anóxicos de água doce, devido a pouca disponibilidade desses agentes oxidantes (Oxigênio, sulfato etc), a biomassa é alterada principalmente por bactérias metanogênicas (Katz, 1995). Existem controvérsias sobre a influência do nível de oxigenação sobre o grau de alteração da matéria orgânica, já que experimentos de laboratório reportam taxas similares de decomposição sob condições óxicas ou anóxicas, enquanto estudos geológicos

mostram que a taxa de decomposição parece ser significativamente menor sob condições anóxicas (Demaison & Moore, 1980).

O tempo de exposição da biomassa ao longo da coluna d'água e na interface água sedimento também afeta o grau de preservação da matéria orgânica. Enquanto o tempo de trânsito da biomassa entre a superfície e o fundo do lago é reflexo da profundidade e do contraste de densidade entre a água e a matéria orgânica, o tempo de permanência na interface água/sedimento é condicionado principalmente pela taxa de sedimentação. Em lagos cuja coluna d'água é toda óxica, altas taxas de sedimentação podem auxiliar na preservação da matéria orgânica, retirando-a da interface água/sedimento.

Por outro lado, em lagos onde a porção inferior da coluna d'água é anóxica, a matéria orgânica é degradada apenas ao longo da parte óxica da coluna e a taxa de sedimentação já não representa um fator tão crítico para sua preservação (Katz, 1990). Cabe ressaltar que, em ambos os casos (ambiente óxico ou anóxico), altas taxas de sedimentação podem afetar drasticamente o conteúdo orgânico final devido ao efeito de diluição da matéria orgânica pelos sedimentos.

#### **4.5 A GEOQUÍMICA ORGÂNICA DO PETRÓLEO**

A matéria orgânica presente nas rochas sedimentares, sob o ponto de vista da geoquímica orgânica, é constituída de uma fração insolúvel em solventes orgânicos denominada querogênio (Durand, 1980) e uma fração solúvel nesses solventes normalmente reconhecida como matéria orgânica solúvel (MOS) ou betume. Enquanto o querogênio é estudado através da microscopia, objeto da palinologia ou da petrografia orgânica, o betume é extraído das rochas e caracterizado por diversos procedimentos analíticos da geoquímica orgânica, também conhecida como geoquímica do petróleo.

O petróleo é o produto da transformação termoquímica da matéria orgânica presente nas rochas sedimentares. Duas características fundamentais sobre a matéria orgânica das rochas sedimentares devem ser observadas: quantidade e qualidade. A primeira é definida através do teor (percentagem) do carbono orgânico total (COT) e a segunda é avaliada pela petrografia orgânica do querogênio, pela pirólise *Rock-Eval*, pela cromatografia líquida e gasosa da matéria orgânica solúvel extraída (betume) e pela cromatografia gasosa acoplada à espectrometria de massa, onde os denominados biomarcadores podem ser melhor identificados. Como o conteúdo orgânico representa a matéria prima necessária à formação do óleo e gás, o seu estudo constitui um dos pontos de partida para a avaliação geoquímica de uma bacia sedimentar. Podemos afirmar que nem toda matéria orgânica tem a capacidade de gerar hidrocarbonetos. Portanto, torna-se imprescindível a identificação dos seus diferentes tipos nas amostras rochosas a serem estudadas. Assim, a capacidade de geração de uma rocha é função direta da quantidade, qualidade e da evolução térmica da matéria orgânica, uma vez que nenhum destes fatores é suficiente individualmente. A matéria orgânica aquática tem sua origem principal em organismos fotossintetizadores, os fitoplânctons, compostos em sua maioria por algas unicelulares. O aumento da produtividade primária depende da disponibilidade de nutrientes, principalmente nitratos e fosfatos na zona fótica. A proliferação do fitoplâncton sustenta o ecossistema composto por zooplânctons, peixes, etc. Estes organismos ricos em lipídios, se preservados nos sedimentos, servirão de matéria-prima para a geração de óleo e gás (Rodrigues, 1995).

## **5. MATERIAIS E MÉTODOS**

---

No decorrer da elaboração deste trabalho, foram desenvolvidas as seguintes atividades:

### **5.1 LEVANTAMENTOS BIBLIOGRÁFICOS**

Uma parte considerável destes levantamentos foi realizada nas bibliotecas da UERJ, UFRJ, CPRM e também nos sites de periódicos da Capes e Petrobrás (boletins de geociências), com a finalidade de coletar a maior variedade e quantidade de informações de caráter regional e local a respeito da Formação Tremembé, Bacia de Taubaté-SP.

### **5.2 TRABALHOS DE CAMPO NA ÁREA DE ESTUDO**

Foram realizados trabalhos preliminares de campo, resultando na elaboração de perfis sedimentológicos em localidades de referência de unidades cenozóicas da Bacia de Taubaté, em particular nas minas de extração de folhelhos betuminosos. Esta atividade visou a aquisição de informações básicas e a seleção de área para a realização das sondagens para coleta dos dados. Nos perfis sedimentológicos foram realizados os seguintes procedimentos:

Descrição e coleta de amostras para análises geoquímicas;

Elaboração de perfis litológicos;

Tomada de medidas de radioatividade natural das rochas, através de gamaespectrômetro; em seguida foram realizadas as duas sondagens para a recuperação dos testemunhos. Dos testemunhos, foram coletadas as amostras

seguindo arranjo estratigráfico ascendente, com espaçamento entre as amostras de aproximadamente 20 cm em todo o intervalo amostrado. A área para a realização das sondagens foi escolhida com base na análise do arcabouço estrutural da bacia e da seção aflorante na área da Extrativa Santa Fé, sendo este considerado o local ideal para as sondagens, devido à maior espessura do pacote de folhelhos neste local.

### **5.3 ETAPA DE TRABALHO EM LABORATÓRIO**

Os trabalhos de laboratório consistiram na preparação das amostras e determinação dos teores de carbono orgânico e enxofre total, no Laboratório de geoquímica orgânica e inorgânica da Faculdade de Geologia.

#### **5.3.1 PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS**

As amostras foram coletadas dos testemunhos com intervalos de 20 cm. Passaram primeiramente por processos de fragmentação e secagem em banho de luz. Posteriormente, foram maceradas (pulverizadas) em graal de porcelana. Em seguida, o material foi passado por uma peneira de 80 mesh. O material que ficou retido foi descartado e a parte mais fina que 80 mesh foi utilizada para as análises de carbono orgânico e enxofre total no equipamento leco.

#### **5.3.2 PROCEDIMENTOS TÉCNICOS PARA ANÁLISE DE CARBONO ORGÂNICO TOTAL (COT) E ENXOFRE.**

São basicamente três as etapas que foram realizadas para as referidas análises:

A primeira consistiu na pesagem de cerca de 0,25g de amostra de rocha pulverizada (< 80 mesh) em barquinhas de cerâmica porosa (filtrante). Logo

após a pesagem, as amostras são colocadas em bandeja de acrílico (material que não sofre corrosão ao ataque do ácido clorídrico) e levadas à capela para poderem ser acidificadas com ácido clorídrico a 50%. Este procedimento é realizado a frio, por um período de 24 horas, para que sejam eliminados os carbonatos presentes nas amostras.

A segunda etapa consiste em lavar as amostras no mínimo quatro a cinco vezes: a primeira com água destilada à quente (100° C) e mais três a quatro vezes com água fria, para que todos os cloretos presentes, formados durante a acidificação com HCL, sejam eliminados das amostras. Em seguida, seca-se as amostras em um banho de luz com temperatura ao redor de 80° C.

Por fim, as amostras são levadas para uma nova pesagem, para que sejam calculadas as quantidades de carbonatos eliminados e de resíduo insolúvel (RI).

O RI é calculado da seguinte forma:

$$\text{RI (\%)} = \frac{\text{Peso do insolúvel} \times 100}{\text{Peso inicial da amostra}}$$

$$\text{Carbonatos (\%)} = 100 - \text{RI}$$

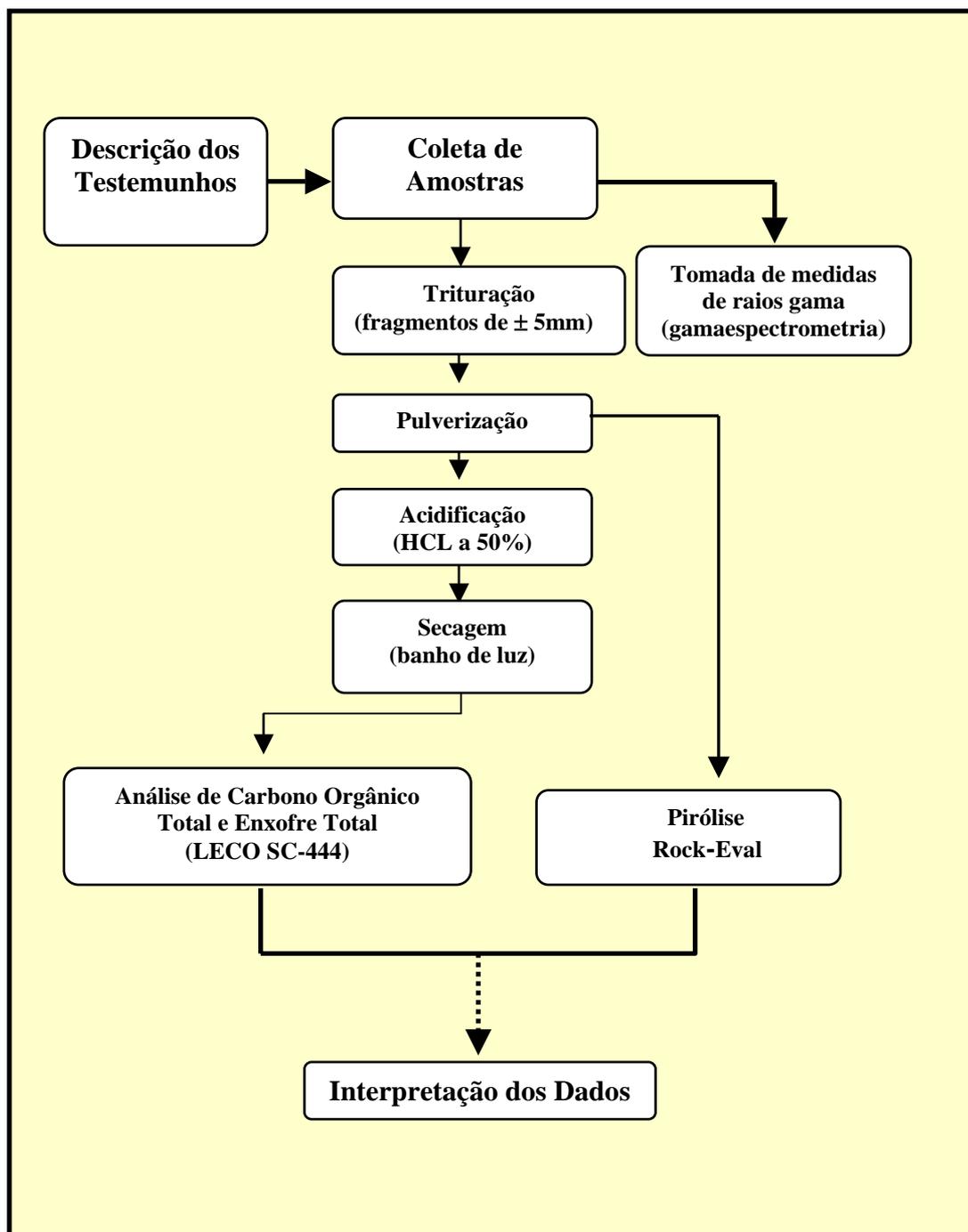
### **5.3.3 DETERMINAÇÃO DOS TEORES DE CARBONO E ENXOFRE**

Para estas análises, utilizou-se o analisador LECO SC-444. Este equipamento não-dispersivo foi projetado para medir carbono e enxofre total simultaneamente em uma grande variedade de materiais orgânicos e inorgânicos. O equipamento citado é constituído de um introdutor automático de amostras no forno de combustão, com capacidade para 36 amostras; um forno para combustão das amostras e uma unidade de medida de dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>) e de dióxido de enxofre (SO<sub>2</sub>) liberados na combustão. O sistema de medida consiste num detector de infravermelho, que mede as

concentrações de dióxido de carbono assim como a de dióxido de enxofre. A quantidade medida é representativa dos teores de carbono orgânico e de enxofre presente na amostra, sendo o seu valor expresso em percentagem de peso relativo.

#### **5.3.4 ESPECTROMETRIA DE RAIOS GAMA (RG)**

Os dados gamaespectrométricos foram obtidos através do instrumento GRS-2000 (Gf Instruments), do Departamento de Estratigrafia e Paleontologia da UERJ. Foi utilizado intervalo de leitura de 2 minutos para cada amostra e os valores foram obtidos em contagens por segundo (cps) e em teores de tório (ppm), urânio (ppm) e potássio (%). A partir dos resultados da gamaespectrometria, foi utilizada a relação entre os teores de tório e urânio (Th/U) e tório e potássio (Th/K), pois estes fornecem boas indicações do potencial paleoredox (Adams & Weaver, 1958), além de fornecer informações sobre a entrada de sedimentos detríticos no sistema, estando relacionado ao aumento dos teores de Tório e também da autigênese de urânio a partir do aumento dos teores de urânio (Luning & Kolonic, 2003). A espectrometria de raios gama registra a radioatividade presente nas rochas. Os folhelhos comumente apresentam respostas relativamente altas de radioatividade gama e conseqüentemente os perfis de raios gama são tidos como bons medidores de argilosidade. Assim sendo, arenitos grosseiros ou carbonatos, que contém pouca argila, terão baixos valores de raios gama, enquanto intervalos de argila fina ou carbonatos argilosos possuirão altos valores. O perfil de raios gama é largamente utilizado na estratigrafia de seqüências, e foi usado neste estudo para melhor visualização e caracterização dos ciclos de alta freqüência em cada unidade quimioestratigráfica do intervalo em estudo. As etapas desenvolvidas neste trabalho estão mostradas na **figura 5.1** a seguir.



**Figura 5.1.** - Fluxograma com as etapas desenvolvidas no trabalho.

### 5.3.5 PIRÓLISE ROCK-EVAL

Dos poços TMB-01-SP e TMB-02-SP foram selecionadas amostras consideradas representativas de cada fácies seguindo um padrão regular, com

base nos valores de carbono orgânico total (COT), para serem feitas as análises de pirólise, totalizando 87 amostras.

Foram selecionadas amostras com teores de COT variando de 0,5 a 31%. Os resultados de análise de pirólise encontram-se no **Anexo 3**.

A pirólise corresponde ao método físico-químico mais usado para caracterizar os tipos de querogênio e também fornecer os seus respectivos potenciais de geração. Nas análises de pirólise, foram adotados, basicamente, os procedimentos estabelecidos por Espitalié *et al.* (1977).

Cerca de 100 mg de cada amostra pulverizada foi enviada para pirólise rock-eval no laboratório do CEGEQ/CENPES/Petrobrás. No equipamento, a amostra é aquecida em atmosfera inerte de 300 a 500 °C, utilizando o hélio com gás carreador. Os hidrocarbonetos e o CO<sub>2</sub> liberados são medidos, respectivamente, por detectores de ionização de chama e de condutividade térmica. Os resultados são expressos em mg HC (hidrocarboneto)/g de rocha ou mg CO<sub>2</sub>/g de rocha.

A liberação de voláteis ocorre em três etapas, a temperaturas crescentes. Os resultados oferecem os seguintes parâmetros: hidrocarbonetos até 350 °C, correspondendo ao pico S<sub>1</sub> e representando os hidrocarbonetos livres na rocha, ou seja, aqueles que já foram gerados, mas ainda se encontram nos poros da rocha geradora; - hidrocarbonetos produzidos pelo craqueamento térmico do querogênio entre 350 e 550 °C, saindo como pico S<sub>2</sub> e significando os hidrocarbonetos ainda não gerados; - valores de T-máx, representando a temperatura em que ocorre a altura máxima do pico S<sub>2</sub>; - dióxido de carbono liberado entre 250 e 390 °C, representando a quantidade de oxigênio presente no querogênio (pico S<sub>3</sub>). Os dados obtidos pela análise de pirólise "Rock-Eval" permitem a obtenção de informações básicas sobre o tipo e a evolução térmica da matéria orgânica.

Os dados de pirólise com aqueles de carbono orgânico total (COT) permitem calcular os valores dos índices de hidrogênio ( $IH = S_2 / COT \times 100$ ) e de oxigênio ( $IO = S_3 / COT \times 100$ ), que correspondem, aproximadamente, às relações H/C e O/C da análise elementar do querogênio.

Colocando estes dados no diagrama tipo “Van Krevelen”, considerando o caso de amostras termicamente pouco evoluídas, é possível diferenciar quatro tipos básicos de querogênio: *querogênio tipo I*, *querogênio tipo II*, *querogênio tipo III* e *querogênio tipo IV* como mostra a **Figura 5.2**.

Também é possível fazer uma avaliação semiquantitativa do potencial gerador da matéria orgânica presente em cada amostra de rocha. Para tanto, utiliza-se os valores de IH (mgHC/g COT) e do pico S<sub>2</sub> (mg HC/g rocha). As escalas sugeridas para cada um dos casos são as seguintes (Espitalié *et al.*, 1985).

**IH < 200** = potencial para gás

**200 < IH < 300** = potencial para gás e condensado

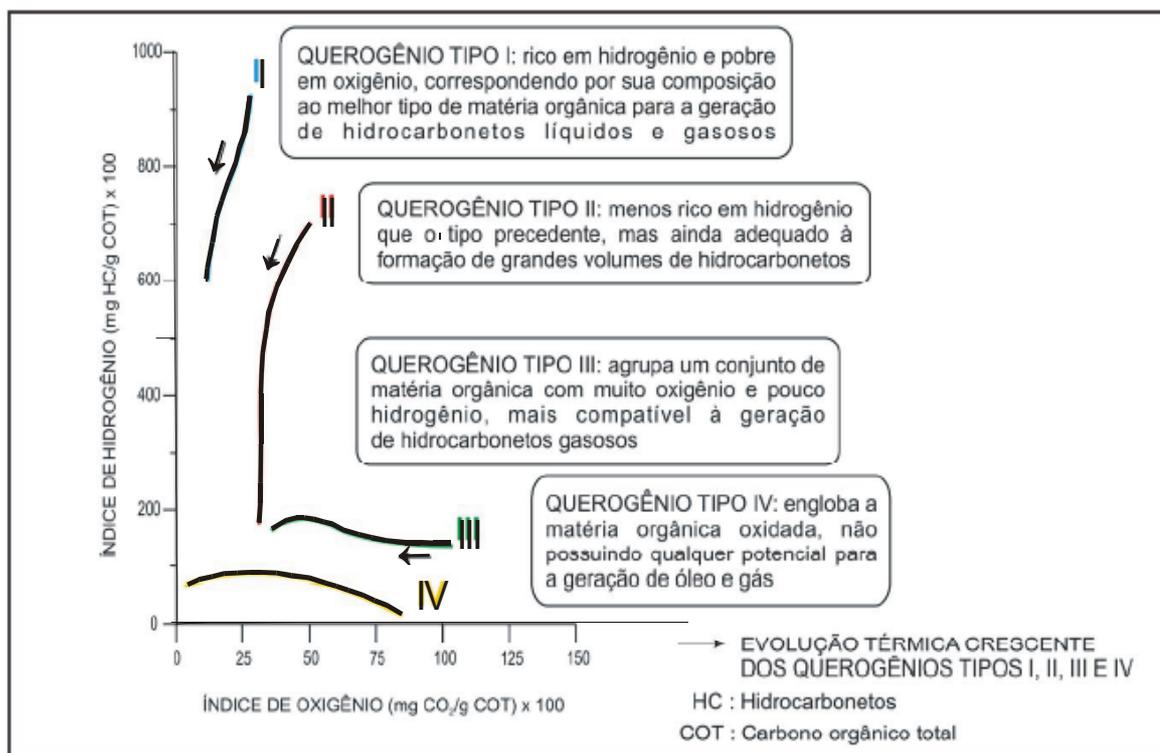
**IH > 300** = potencial para óleo

**S<sub>2</sub> < 2,0** = baixo potencial gerador

**2,0 < S<sub>2</sub> < 5,0** = moderado potencial gerador

**5,0 < S<sub>2</sub> < 10** = bom potencial gerador

**S<sub>2</sub> > 10** = excelente potencial gerador



**Figura 5.2** – Classificação e evolução térmica dos querogênios de acordo com o diagrama tipo “Van Krevelen” (Espitalié et al., 1985).

É necessário ter-se em mente que com o aumento da maturação os valores de S<sub>2</sub>, IH e IO decrescerão, representando os potenciais geradores residuais relativos ao grau de evolução térmica alcançado pela matéria orgânica. Assim, torna-se importante associar sempre essas informações com aquelas relativas à evolução térmica da matéria orgânica.

A importância desse método reside na possibilidade de monitorar, de uma maneira relativamente rápida e adequada, os diferentes tipos de querogênio, uma vez que as amostras não necessitam de qualquer tratamento químico prévio. No entanto, não oferece, como no caso da análise visual do querogênio, dados complementares sobre os diferentes componentes dessa matéria orgânica, nem sobre a origem dos mesmos.

### **5.3.6 ANÁLISE E PROCESSAMENTO DOS RESULTADOS**

Todos os resultados que foram obtidos são apresentados sob a forma de tabelas, figuras e gráficos. Para a elaboração dos mesmos, foram utilizados os seguintes softwares: Excel, Grapher, Coreldraw, Adobe Photoshop. O processamento desses resultados consistiu da integração dos dados geoquímicos obtidos de carbono orgânico total, enxofre total e resíduo insolúvel. Análise e processamento dos resultados de espectrometria de raios gama e de pirólise *Rock-Eval*.

### **5.4 IMPORTÂNCIA ECONÔMICA**

O Estudo da estratigrafia de alta resolução aliada à geoquímica orgânica é considerada de grande importância econômica, uma vez que contribui na identificação de níveis de folhelhos betuminosos onde a potencialidade para a geração de hidrocarbonetos seja mais elevada. Na análise de situações semelhantes à aqui abordada, essas informações podem contribuir para um possível aproveitamento econômico destes folhelhos relacionado à produção industrial de óleo, semelhante ao que está sendo realizada com os folhelhos da Formação Irati, Bacia do Paraná.

Existem dois tipos de folhelhos providos de matéria orgânica, os betuminosos e os pirobetuminosos. Os primeiros contêm impregnação orgânica na forma de betume e o revela através de tratamento químico à base de sulfeto de carbono. Já os pirobetuminosos encerram matéria orgânica sólida (querogênio), necessitando de aquecimento para liberar compostos orgânicos líquidos e gasosos (Cabral Junior *et al*, 2001). Os folhelhos geram uma infinidade de subprodutos e rejeitos que podem ser aproveitados pelos mais diversos segmentos industriais. Além da produção industrial de óleo, é utilizado na produção de vidros, cimento e cerâmicas vermelhas, além de ser ótima matéria prima na produção de argila expandida, empregada em concretos estruturais e isolantes termoacústicos.

Um dos rejeitos da mineração dos folhelhos, o calxisto (uma rocha carbonatada denominada marga dolomítica) é empregado na agricultura para corrigir a acidez do solo. Outros rejeitos aproveitáveis do ponto de vista econômico são: cinzas de folhelho, como insumo para a produção de cimento; torta oleosa, como combustível sólido alternativo à lenha e ao carvão mineral; finos de folhelho, como combustível e em cerâmica; água de retortagem, para a produção de adubo e defensivos agrícolas. Na década de 1950, o Conselho Nacional do Petróleo (CNP) buscou caracterizar o potencial petrolífero da bacia de Taubaté. Pelo fato de os folhelhos geradores serem imaturos, chegou-se a construir uma usina para retortagem no município de Tremembé, com o intuito de se produzirem hidrocarbonetos; mas esta iniciativa tornou-se inviável em virtude do alto custo do processo. No entanto, deve ser destacado que em face dos novos aspectos econômicos, tecnológicos e também do melhor nível de conhecimento sobre a evolução tectono-sedimentar da bacia, estão abertas na atualidade novas oportunidades de avaliação do aproveitamento econômico dos folhelhos pirobetuminosos da Formação Tremembé com relação à extração industrial do óleo contido nesses depósitos.

Há cerca de 50 anos, os argilominerais da Formação Tremembé vêm sendo explorados nas cidades de Taubaté e Tremembé e são utilizados na indústria química na clarificação de óleos vegetais, recuperação de lubrificantes, em fundições e como agente higroscópico em fertilizantes (Saad, 1991; Sant'Anna, 1999).

## 6. RESULTADOS OBTIDOS

---

### 6.1 CARACTERIZAÇÃO LITOLÓGICA DAS UNIDADES

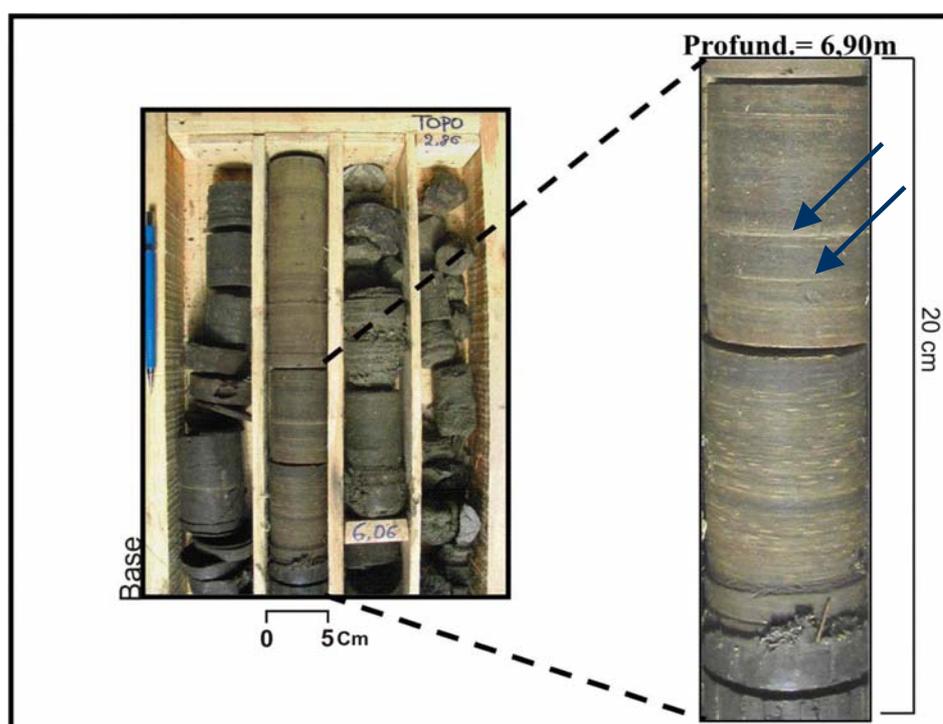
A caracterização litológica foi realizada com base na descrição sedimentológica dos testemunhos da Formação Tremembé. Foram descritos todos os testemunhos dos poços TMB-01-SP e TMB-02-SP, identificando características tais como textura, estrutura, cor, presença de fósseis e bioturbações.

É importante frisar que devido à recuperação não satisfatória dos primeiros metros de testemunho do poço TMB-01-SP (até 17m), foi perfurado o poço TMB-02-SP (situado a poucos metros do primeiro poço) com o intuito de melhor recuperar o intervalo de folhelho perdido durante a primeira sondagem. Sendo assim, na apresentação dos dados, realizou-se a composição dos dois poços TMB-02 (até os 17 m)+TMB-01 (a partir dos 17 m), resultando em um único perfil, sendo neste trabalho apresentado como perfil composto dos poços TMB-02/TMB-01-SP.

A Formação Tremembé é constituída predominantemente por folhelhos argilosos de coloração cinza a preto, laminados, folhelhos papiráceos betuminosos cinza a preto, argilas esmectíticas verdes e lamitos seixosos esverdeados. No topo da sucessão, que se inicia em aproximadamente 2,86 m de profundidade a litologia é caracterizada pela presença de folhelhos predominantemente argilosos, laminados, de cor cinza a preto, apresentando algumas microfraturas, concreções carbonáticas milimétricas e presença de finas camadas de silte (**Figura 6.1**).

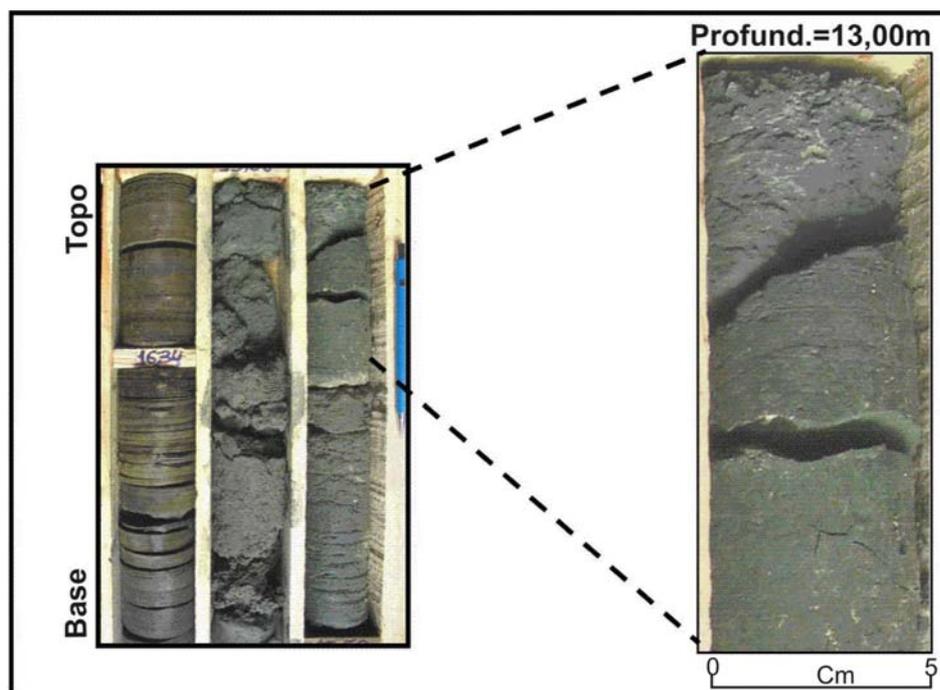
A ocorrência de microfósseis ostracodes é bem marcante, sendo mais abundantes nos intervalos de folhelhos papiráceos. Na referida sucessão, as

litologias são caracterizadas pela presença de camadas de argilas esmectíticas verdes nas profundidades entre 13,00 m e 15,50 m aproximadamente e entre 21,0 e 22,60 m. Essas argilas são aproveitadas economicamente, sendo utilizadas na indústria de fluídos de perfuração, fabricação de cerâmica, etc. A **Figura 6.2** a seguir mostra detalhes dessas argilas.



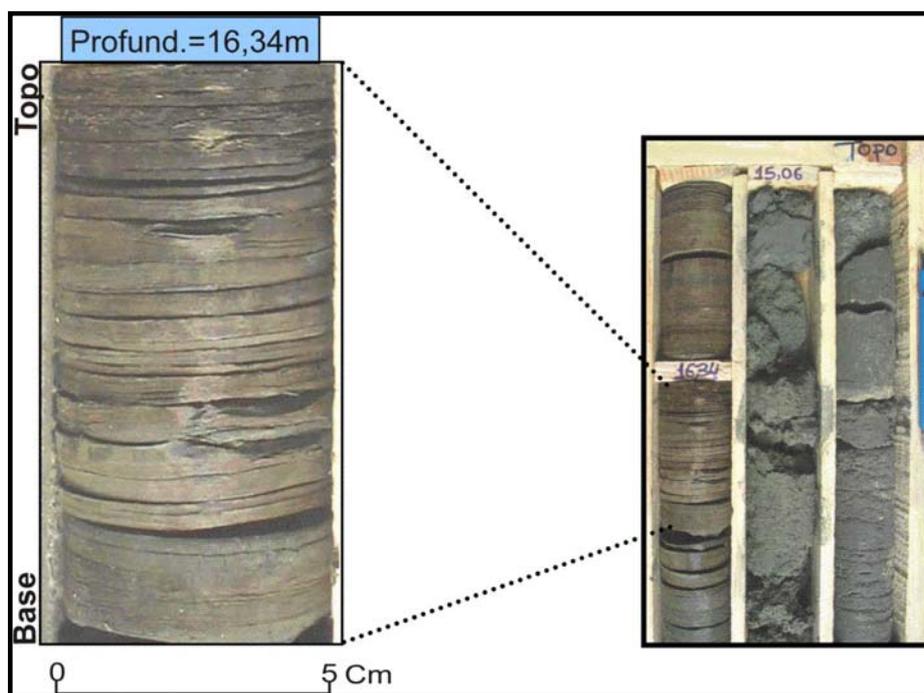
**Figura 6.1-** Testemunhos de folhelhos argilosos da Formação Tremembé, poço TMB-01-SP, mostrando detalhe das cores cinza a pretas e finas camadas de silte indicadas pelas setas.

O intervalo de folhelho betuminoso papiráceo aparece na profundidade aproximada entre 15,80 e 17,80 m e entre 28,60 e 30,40 m e caracteriza-se pela intensa e fina laminação, cor cinza-escuro a preto (**Figura 6.3**) e abundância de microfósseis ostracodes (**Figura 6.4**).m

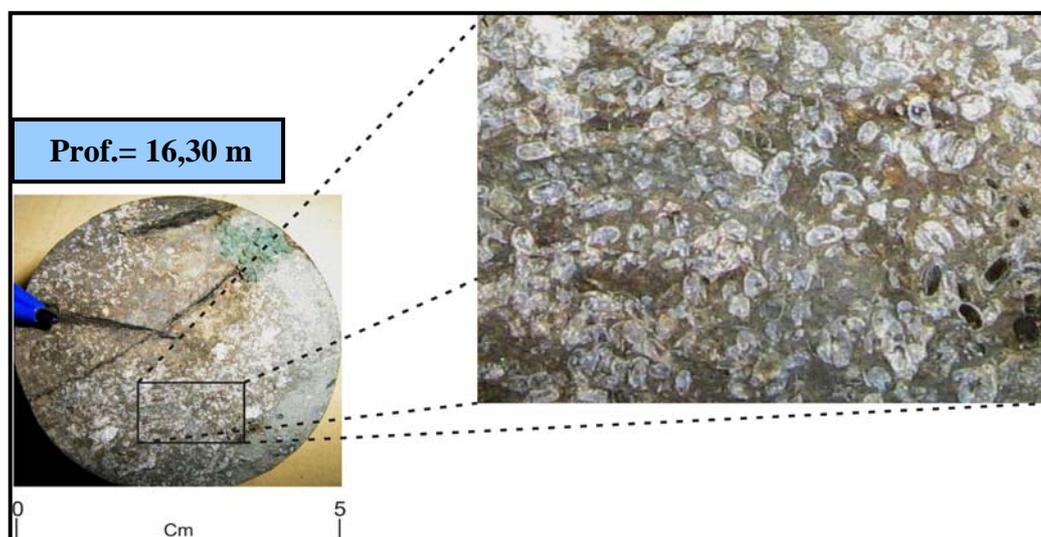


**Figura 6.2** - Testemunhos da Formação Tremembé, poço TMB-01-SP, mostrando detalhe das argilas esmectíticas verdes.

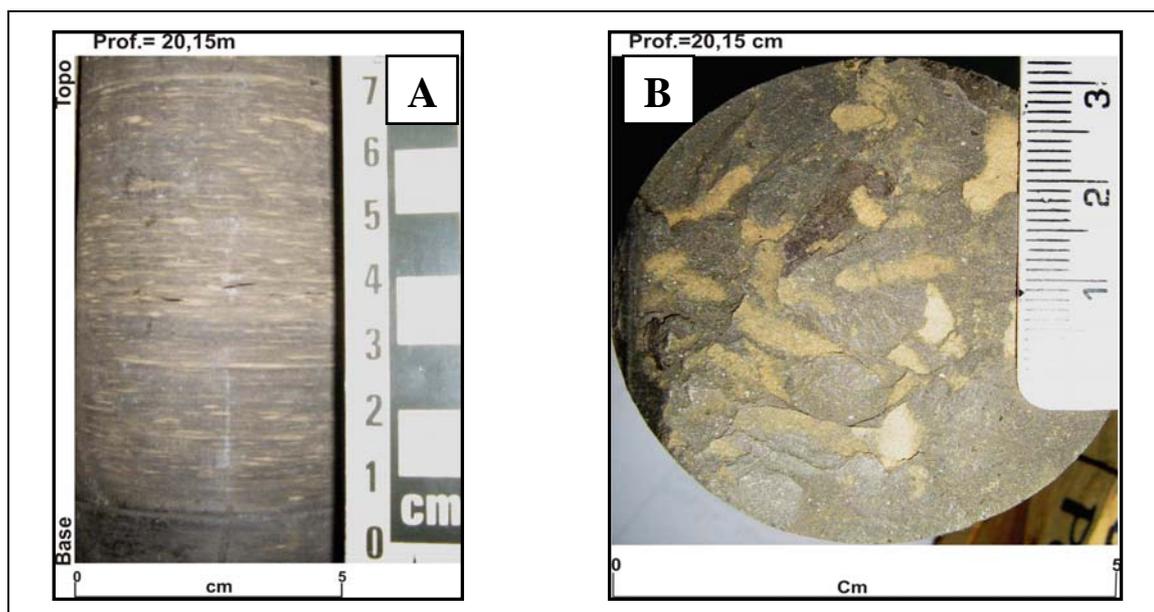
Tais folhelhos são muito ricos em matéria orgânica, apresentando, portanto, elevados teores de carbono orgânico total (COT) e enxofre total. Ao longo da sucessão da formação Tremembé foi observada em vários pontos a presença de bioturbações por anelídeos (*Planolites*), conforme mostrado na **Figura 6.5 (a e b)**, bem como pequenas concreções carbonáticas intercaladas com finas camadas de silte, algumas microestratificações cruzadas de baixo ângulo nos folhelhos argilosos e pequenas concreções carbonáticas nas argilas. Ocorrem, também, lamitos seixosos maciços de coloração verde-escura em profundidade entre 43 m e 53 m (**Figura 6.6**). Na base do poço ocorre novamente folhelhos argilosos fracamente laminado de cor verde e silte cinza claro com concreções dolomíticas.



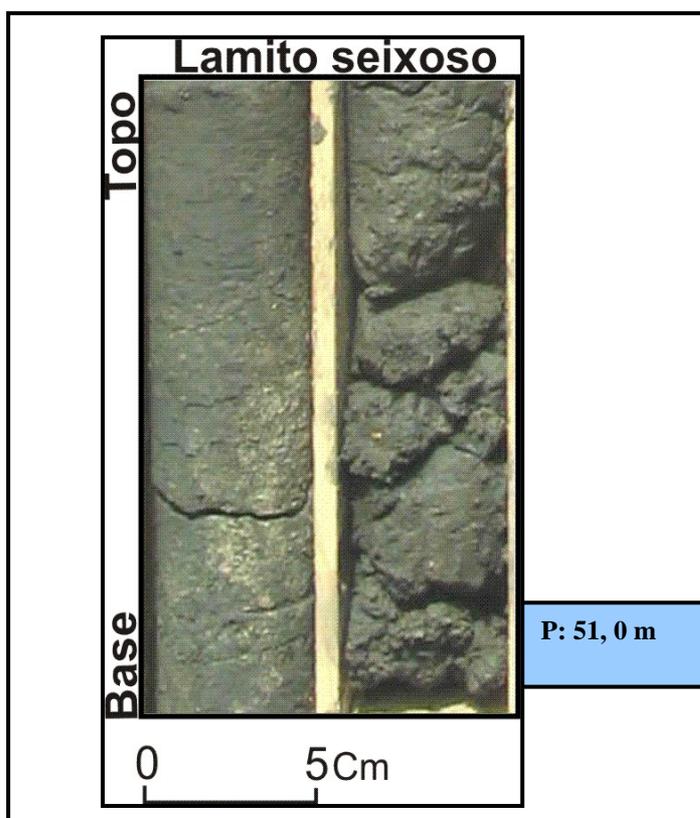
**Figura 6.3-** Testemunhos de folhelho do poço TMB-01-SP mostrando detalhe do intervalo betuminoso papiráceo.



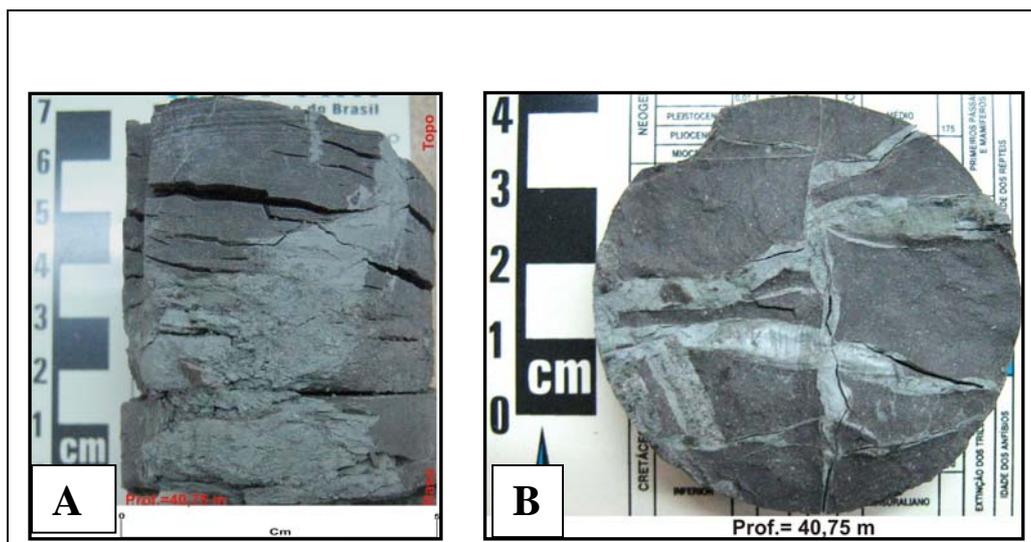
**Figura 6.4 -** Foto com detalhe dos microfósseis ostracodes em abundância no intervalo de folhelho betuminoso papiráceo.



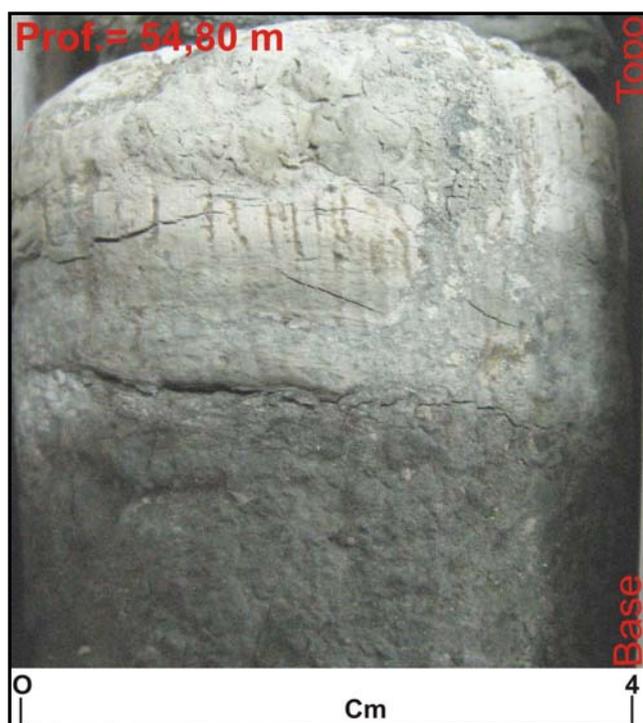
**Figura 6.5:** Bioturbações por anelídeos (*Planolites*) observados nos testemunhos ao longo da sucessão de folhelhos argilosos. Bioturbação em seção (foto A) e em planta (foto B).



**Figura 6.6-** Lamito seixoso maciço verde da Formação Tremembé, poço TMB-01-SP.



**Figura 6.7** - Folhelho argiloso com injeção de lama (argilocinose) observado ao longo da sucessão da Formação Tremembé. Argilocinose em seção (foto A) e em planta (foto B).



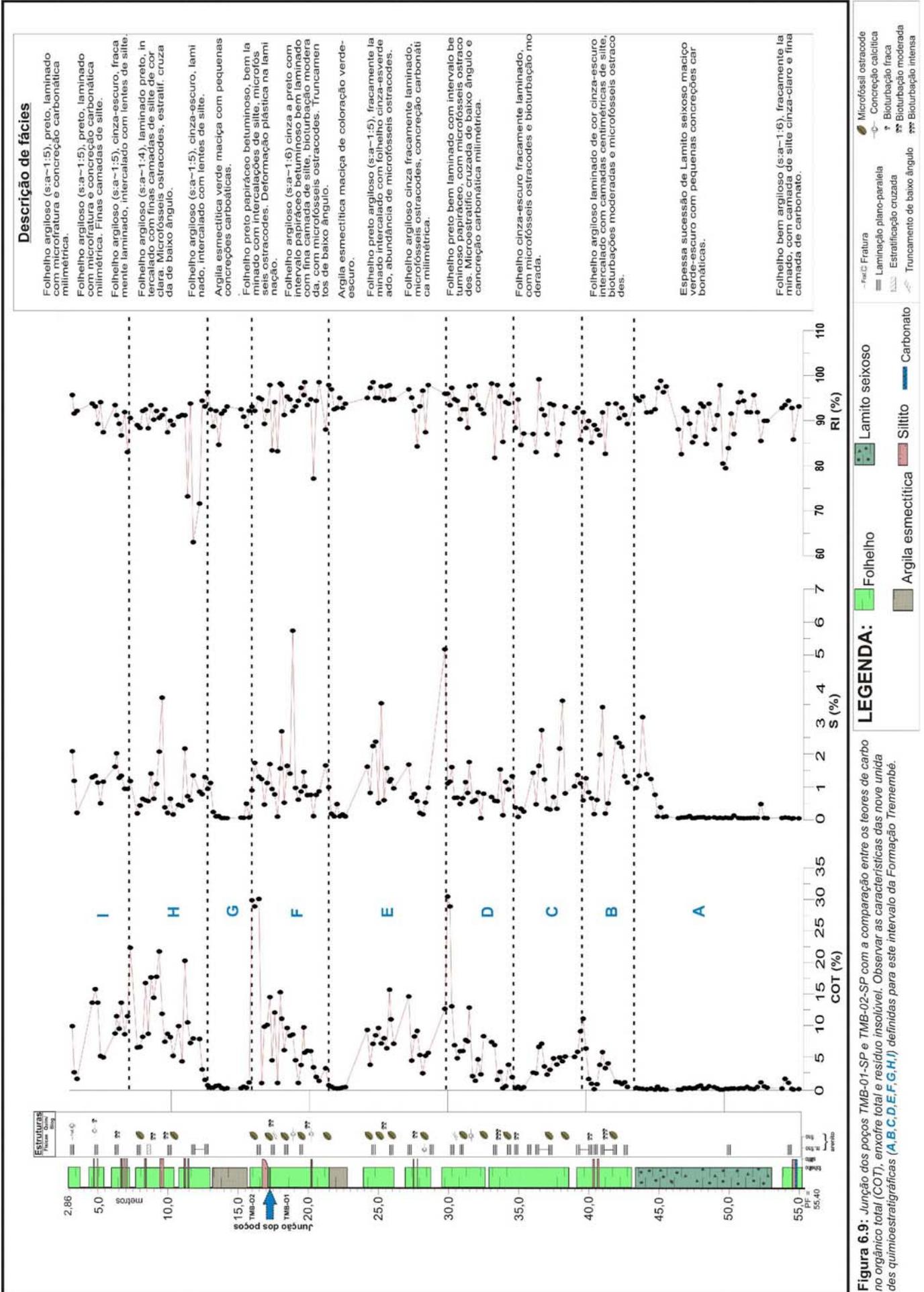
**Figura 6.8** - Camada de carbonato observado na base do intervalo testemunhado da Formação Tremembé.

## **6.2 ESTRATIGRAFIA DE ALTA RESOLUÇÃO**

Foram definidas nove unidades quimioestratigráficas para o intervalo estudado da Formação Tremembé a partir dos dados geoquímicos (carbono orgânico total, enxofre total e resíduo insolúvel). Essas unidades foram designadas pelas letras A, B, C, D, E, F, G, H, I e segue uma hierarquia da base para o topo (ascendente), conforme mostrado na **Figura 6.9**.

As variações na concentração relativa dos parâmetros de geoquímica orgânica refletem a susceptibilidade às mudanças ambientais, que ocorreram a partir de uma dinâmica de preenchimento sedimentar do sistema deposicional lacustre em ambiente de rifte interior continental. É importante frisar que os baixos valores de resíduo insolúvel (RI) representam os carbonatos, enquanto os valores mais elevados, acima de 70%, representam os folhelhos. A possível formação de pirita que se traduz nos dados de enxofre, pode ter a interação de quatro fatores tais como: disponibilidade de sulfato, influxo de matéria orgânica no lago, atividade microbiana sulfato-redutora, suprimento de ferro reativo. Os altos valores de carbono orgânico sugerem uma indicação de baixo nível de oxigenação no substrato deposicional durante a sedimentação lacustre.

A **Unidade Quimioestratigráfica A** caracteriza-se por apresentar baixos valores de carbono orgânico total (COT), variando de 0,55 a 1,21%. Quanto aos valores de enxofre, apresenta também baixos valores chegando próximos de zero, enquanto os valores de RI são variáveis, indicando a presença de carbonatos em alguns pontos. Esta unidade corresponde à base da sucessão perfurada e é composta pelos lamitos seixosos de coloração verde, com pequenas concreções carbonáticas. Apresenta espessura de aproximadamente 10 m.



A segunda unidade, a **Unidade Quimioestratigráfica B**, representada por dois ciclos de aumentos sucessivos e crescentes de COT, é caracterizada por um aumento relativo nos teores de carbono orgânico total, possivelmente resultante de uma inundação lacustre, com o conseqüente aumento da preservação. O decréscimo desses valores é resultante de um possível rebaixamento no nível d'água do lago. Esta unidade apresenta altos e baixos teores de enxofre, apresentando boa correlação com as variações de COT. Possui espessura máxima de 3,5 m e contém folhelhos argilosos laminados de cor cinza escuro, intercalado com camadas de silte.

Com espessura de 5 m, **Unidade Quimioestratigráfica C** é caracterizada por 2 ciclos decrescentes nos teores de COT e se inicia com valores em torno de 5% e vai decrescendo até valores menores que 1%, podendo ser atribuído a um rebaixamento do nível d'água. Os teores de enxofre também se inicia com valores altos, apresentando picos com mais de 3% e seguem em correlação com os teores de COT. Nesta unidade o resíduo insolúvel (RI) se apresenta com picos de mais de 90%, valores referentes aos folhelhos.

A quarta unidade, a **Unidade Quimioestratigráfica D**, é caracterizada por 3 ciclos de valores de COT crescentes em direção ao topo da unidade, valores estes variando de 1,69% até máximo de 31,40%. Nesta unidade os valores de enxofre são também elevados, apresentando picos de até 5%. Quanto aos resultados de resíduo insolúvel, estes apresentam valores bem elevados, ultrapassando os 95%, sendo que este intervalo apresenta a camada de folhelho papiráceo betuminoso. Com espessura de 4,5 m, sua litologia é composta por folhelho preto laminado e folhelho betuminoso papiráceo de coloração cinza escuro.

A **Unidade Quimioestratigráfica E** é caracterizada por possuir grande variação nos seus valores de COT. Esses valores variam de no máximo 16,30% e diminui até um mínimo de 0,82%, onde limita com a unidade F. Os baixos teores de COT correspondem ao intervalo das argilas esmectíticas, sendo também baixos os valores de enxofre. Possui também valores de

enxofre elevados e variáveis, variando de 0,5% até valor máximo de 3,5%. Esta unidade se inicia com os folhelhos argilosos laminados intercalados com folhelhos cinza-esverdeados. Com espessura de aproximadamente 8,5 m, apresenta em sua litologia folhelhos argilosos cinza a preto laminados, argilas esmectíticas maciças verde-escuro.

A **Unidade Quimioestratigráfica F** apresenta ciclos com valores crescentes de COT em direção ao topo e apresenta características semelheção à unidade quimioestratigráfica D, por possuir uma tendência geral no aumento dos teores de COT. Sua espessura é de aproximadamente 5,5 m, possui folhelhos cinza a preto e camada de folhelho betuminoso papiráceo. Esta unidade se inicia no topo da camada de argila esmectítica, onde os valores de COT iniciam com 0,8% e atingem um pico máximo de 30,8%, este correspondendo ao intervalo de folhelho papiráceo betuminoso, onde a preservação da matéria orgânica ocorreu com maior eficiência, podendo ser atribuída a um máximo de inundação lacustre. Os valores de enxofre nesta unidade varia de 0,5 a até mais de 5%, sendo a média de valor em torno de 2%. O resíduo insolúvel possui valor maior que 90% em sua grande maioria, onde ocorre poucos picos com valores menores que 90%.

Com espessura máxima de 3m e litologia composta por argilas esmectíticas verdes e concreções carbonáticas, a **Unidade Quimioestratigráfica G** se caracteriza por apresentar todos os valores de COT baixo, variando de 0,21% a máximo de 1,70%. Correspondente à unidade composta por argilas esmectíticas, sendo esta a unidade de menor espessura definida para este intervalo da Formação Tremembé. Possui também baixos valores de enxofre.

A penúltima unidade quimioestratigráfica, a **Unidade Quimioestratigráfica H**, caracteriza-se por apresentar oscilações nos valores de cot, variando de 7,03 a 22,50% que corresponde a folhelhos argilosos pretos laminados intercalados com pequenas camadas de silte. Os teores de enxofre variam de valores em torno de 0,13 a 3,4%, podendo está relacionado às variações nas condições de anoxia. Nesta unidade os valores de resíduo

insolúveis apresentam picos com valores abaixo de 70%, significando a presença de carbonatos na mesma. É importante frisar que os baixos valores de resíduo insolúvel (RI) representam os carbonatos, enquanto que os valores mais elevados (acima de 70%) representam os folhelhos. Sua espessura está em torno de 5,5m e possui em sua litologia folhelhos argilosos laminados de cor cinza-escuro a preto intercalado com finas camadas de silte.

Por fim, a última unidade quimioestratigráfica definida para o intervalo em estudo, a **Unidade Quimioestratigráfica I**, inicia com valores de COT, S e RI relativamente elevados e depois sofre variações, sendo seu COT máximo de 16,40% e COT mínimo de 2,92%. Os teores de enxofre variam de 0,16 a 1,59%. Quanto aos valores de resíduo insolúvel, estes estão variando de 85 a 96%, indicando folhelhos bem argilosos e, portanto ausência de material carbonático. Possui espessura média de 4,5m e litologia composta por folhelhos argilosos preto laminado com concreções carbonáticas milimétricas.

#### **6.2.1 – ANÁLISE DE CICLOS DEPOSICIONAIS COM BASE NOS DADOS GAMAESPECTROMÉTRICOS**

Observando-se os dados da **figura 6.10**, nota-se, em termos de tendências gerais, uma correspondência muito boa entre os ciclos métricos (5 a 10 m de espessura), assinalados com base nos dados gamaespectrométricos e as unidades quimioestratigráficas definidas com base nos dados de COT, S total e RI.

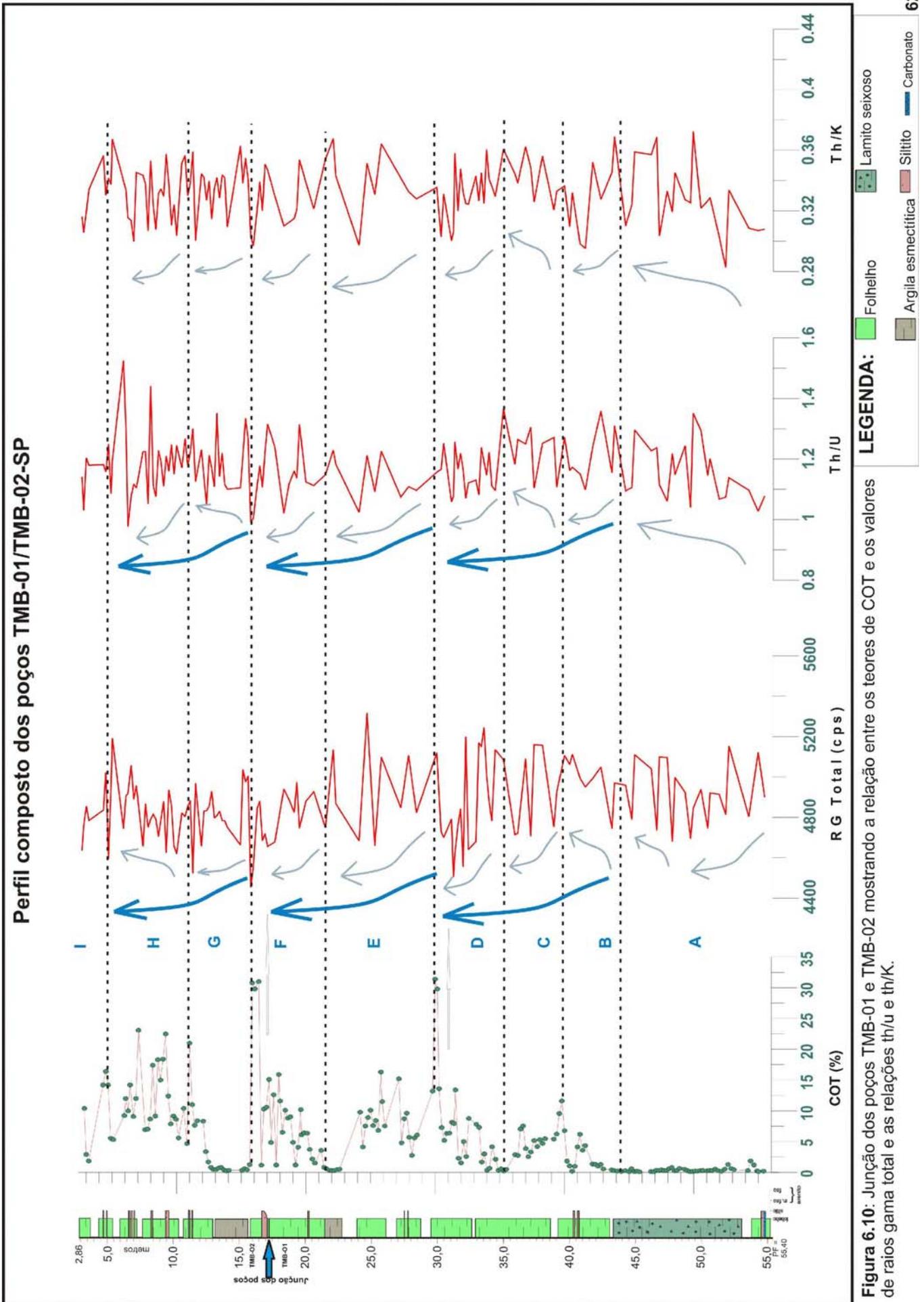
Levando-se em conta os dados de RG total, nota-se uma tendência de diminuição ascendente de radioatividade para o topo nas unidades C, D, E, F e G e uma tendência de aumento ascendente para as unidades B e H. Na unidade A, observa-se uma tendência de diminuição até a parte intermediária, seguida então por uma tendência de aumento da radioatividade até o topo.

Nas partes intermediária e superior do poço, observam-se tendências mais amplas, demonstradas pelo agrupamento de duas ou três unidades

quimioestratigráficas. Estes ciclos, de mais baixa freqüência em relação às unidades quimioestratigráficas, estão representados em três intervalos: (i) entre 29,5 e 44,0 m (englobando as unidades B, C e D), (ii) entre 16,0 e 29,5 m (abrangendo as unidades E e F) e (iii) entre 4,0 e 16,0m (incluindo as unidades G e H). Tais ciclos registram tendências de diminuição da radioatividade natural para o topo, o que, em termos gerais, no contexto do paleolago Tremembé (*sensu* Riccomini, 1990), é sugestivo de ciclos de raseamento para o topo (*shallowing upward*). Em adição, nestes ciclos observa-se também uma tendência de diminuição nos teores de COT para o topo, o que reforçaria essa hipótese de ciclos de raseamento para o topo. Ainda neste contexto, estes três ciclos *shallowing upward* de cerca de 12 a 15 m de espessura média cada podem ser associados a parasseqüências (*sensu* Van Wagoner *et al.*, 1990). Nesse sentido, podem ser entendidos como ciclos iniciados por afogamentos bruscos do sistema seguidos por uma tendência de raseamento para o topo. Os dois intervalos com maior concentração de matéria orgânica no poço (discutidos com maior detalhe no próximo item) estão associados à porção mais inferior de duas dessas parasseqüências registradas na porção intermediária do poço TMB.

Na porção inferior do poço (unidade A) tem-se o registro de fácies diferenciadas (lamito seixoso) em relação às demais. Conforme já discutido, esta fácies deve registrar depósitos de fluxos gravitacionais subaquosos, marcando a entrada de aporte de detritos para o interior do lago. Apesar da aparente homogeneidade nesta fácies, os dados de RG total sugerem a individualização de vários pulsos, com espessuras individuais variando de 1,0 a 1,5 m, que podem registrar episódios deposicionais individuais recorrentes, nesse contexto de fluxos gravitacionais subaquosos.

Os dados relativos às relações Th/U e Th/K corroboram as tendências assinaladas pelos dados de RG total. Os dados da relação Th/U, em particular, exibem com maior contraste as tendências de aumento relativo de Th para o topo tanto nos ciclos de 5 a 10 m de espessura quanto nas parasseqüências, o que reforça a hipótese de raseamento para o topo nesses ciclos.



**Figura 6.10:** Junção dos poços TMB-01 e TMB-02 mostrando a relação entre os teores de COT e os valores de raios gama total e as relações th/u e th/k.

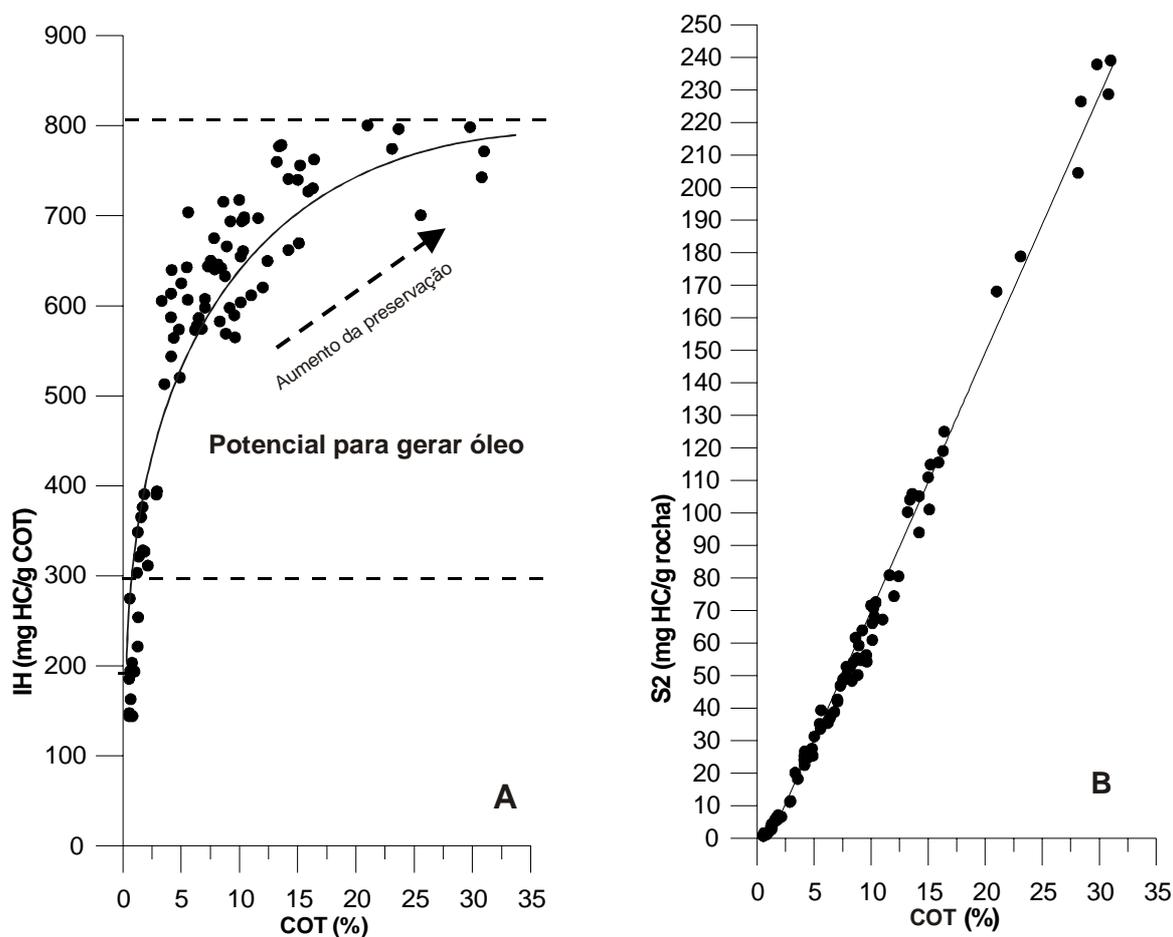
Os dados da razão Th/U em cada uma das três parasseqüências identificadas revelam que os maiores valores dessa razão são observados próximo à base das parasseqüências. Em direção ao topo, a razão Th/U exhibe uma tendência de diminuição. Levando-se em conta que a razão Th/U é indicativa da taxa de aporte sedimentar, tal padrão sugere que o aporte dentro dos ciclos identificados foi mais intenso na base desses ciclos, diminuindo progressivamente em direção ao topo.

Dessa forma, a análise conjunta dos dados de **RG total** e da **razão Th/U** sugere ciclos de raseamento para o topo onde o aporte sedimentar foi mais intenso na base desses ciclos. Esse padrão está consistente com o contexto tectono-sedimentar de preenchimento de uma bacia de rifte continental como a bacia de Taubaté.

Um aspecto relevante, diz respeito à origem das camadas de argila esmectítica, exploradas economicamente nas regiões de Taubaté e Tremembé. No presente estudo, este aspecto não poderá ser discutido em detalhe uma vez que a recuperação destas camadas no poço foi relativamente incipiente. As amostras recuperadas aparentemente não exibem um posicionamento específico dentro dos ciclos assinalados anteriormente. A camada com melhor recuperação no poço foi aquela mais superior, que se encontra em exploração pela Sociedade Extrativa Santa Fé. Essa camada situa-se na porção inferior da parasseqüência mais superior, posicionando-se imediatamente acima do intervalo basal que exhibe os maiores teores de COT deste ciclo. Outras camadas dessas argilas, embora pobremente recuperadas, parecem exhibir uma distribuição mais dispersa dentro dos ciclos identificados.

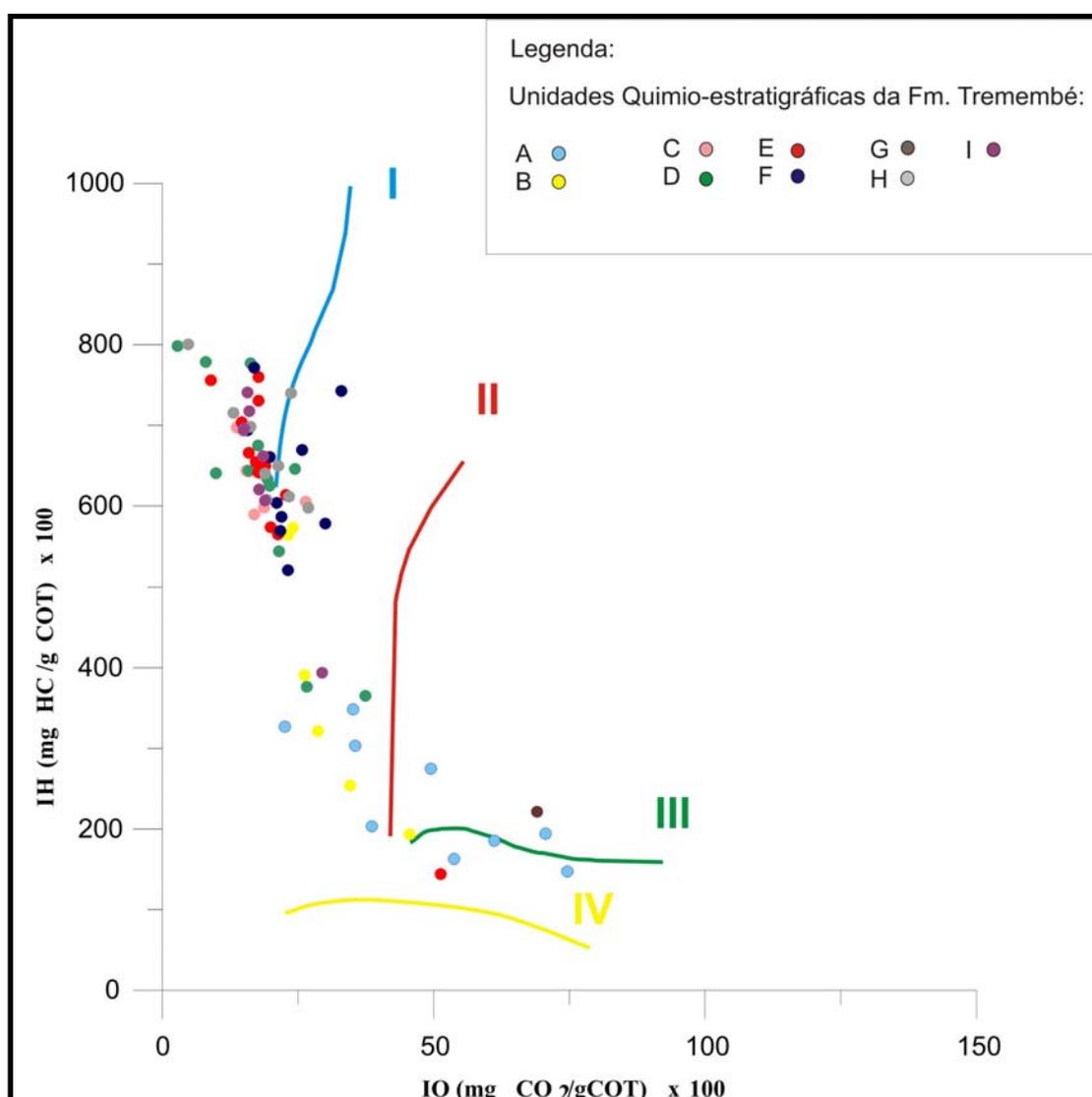
### 6.3 AVALIAÇÃO DA MATÉRIA ORGÂNICA

Comumente, o grau de preservação da matéria orgânica pode estar refletido na relação entre o índice de hidrogênio (IH) e o teor de carbono orgânico total (COT). Os dados mostrados na **Figura 6.11** demonstram que as condições de preservação da matéria orgânica aumentam conforme aumentam os teores de carbono orgânico total. Assim, através das análises de pirólise *Rock-Eval*, foi possível fazer uma avaliação da qualidade da matéria orgânica, da sua preservação e evolução térmica e também do seu potencial gerador.

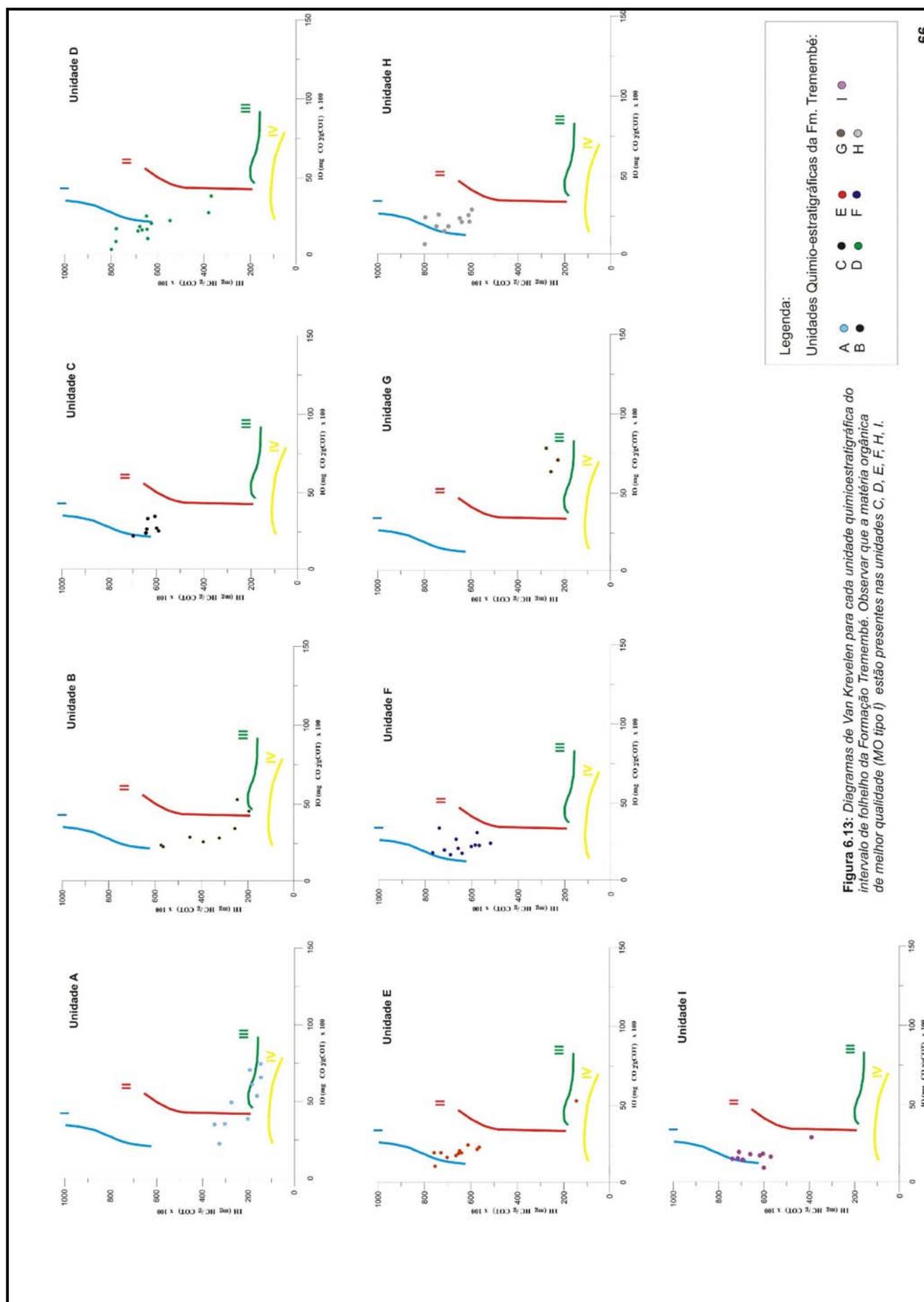


**Figura 6.11** - Relação entre os valores de carbono orgânico total (COT) e índice de hidrogênio (IH)(A) e entre o COT e o potencial gerador (S<sub>2</sub>)(B).

Com a utilização do diagrama do tipo Van Krevelen, foi possível constatar que a matéria orgânica da Formação Tremembé é classificada como tipos I, II e III, sendo a grande maioria do tipo I (**Figuras 6.12 e 6.13**). Isto comprova que os folhelhos são compostos por matéria orgânica de alta qualidade (MO tipo I), que é rica em hidrogênio e pobre em oxigênio, sendo a melhor matéria orgânica para a geração de hidrocarbonetos líquidos e gasosos.



**Figura 6.12** - Diagrama tipo Van Krevelen mostrando a distribuição das amostras e a classificação quanto ao tipo de matéria orgânica para cada unidade quimioestratigráfica.

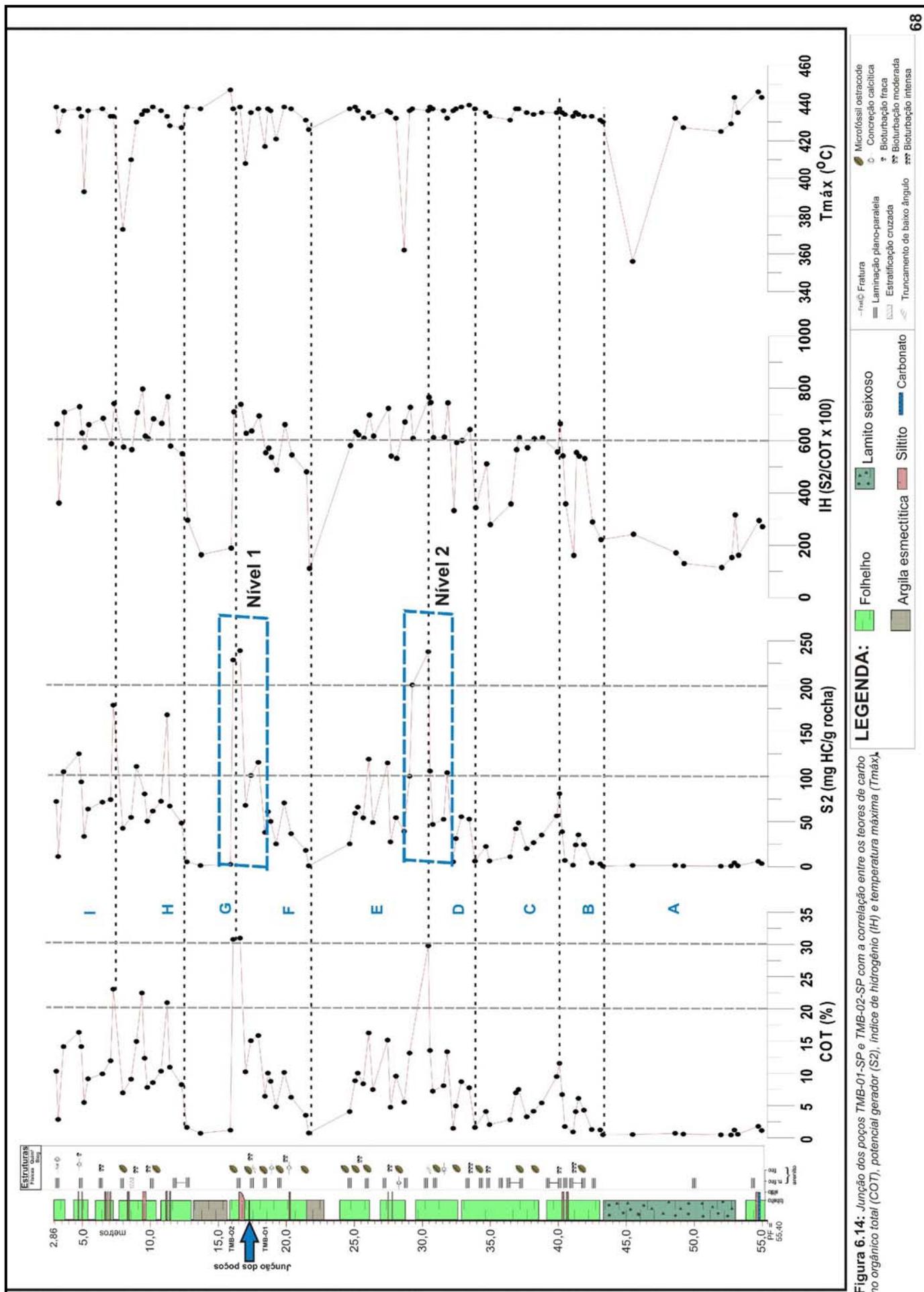


Na análise de pirólise, os intervalos de folhelho betuminoso liberam os maiores conteúdos de hidrocarbonetos, conforme mostrado na **Figura 6.14**.

Vale ressaltar que os valores mais elevados do índice de hidrogênio para a matéria orgânica do tipo I indicam que houve maior preservação da matéria orgânica, enquanto os valores mais baixos indicam que esta matéria orgânica foi oxidada, uma vez que todas as amostras do intervalo em estudo da Formação Tremembé são termicamente pouco evoluída, ou seja, são imaturas. A relação observada entre os valores de COT, IH e  $S_2$  (**Figura 6.14**) mostra que as camadas de folhelhos betuminosos apresentam valores de IH e  $S_2$  mais elevados, sendo que os valores de  $S_2$  chegam a até 200 mg HC/g Rocha) relacionados a teores de carbono orgânico total variando entre 10% e 30%, indicando, portanto, que esses intervalos apresentam um excelente potencial gerador.

Podemos observar que os valores de  $S_2$  e do carbono orgânico total correlacionam-se positivamente, ou seja, à medida que aumenta o COT o potencial gerador ( $S_2$ ) também aumenta, formando uma função linear (**Figura 6.11B**). Com exceção dos intervalos de argilas esmectíticas e lamitos seixosos, o potencial gerador ( $S_2$ ) para o intervalo em estudo da Formação Tremembé é considerado como excelente, pois a grande maioria dos valores são maiores que 10 mg HC/g Rocha. Os valores mais elevados de  $S_2$  estão associados aos valores de carbono orgânico total mais altos, exatamente onde estão localizadas as camadas de folhelhos betuminosos.

As unidades quimioestratigráficas D e F correspondem aos intervalos que apresentam os valores mais elevados de COT,  $S_2$  e IH, e portanto, são as unidades mais adequadas para a geração de hidrocarbonetos. Neste caso, são também os intervalos mais adequados para serem utilizados na produção industrial de óleo. Quanto à evolução térmica da matéria orgânica, com base nos resultados da temperatura máxima de geração ( $T_{máx}$ ), as quais são inferiores a 440°C e na quantidade de hidrocarbonetos gerados ( $S_1$ ), verificou-se que a mesma foi insuficiente para a geração de hidrocarbonetos em quantidades comerciais. Os valores de  $S_1$  estão nos anexos 3 e 4.



Os mais expressivos valores do conteúdo e da qualidade da matéria orgânica são atingidos nos folhelhos betuminosos, podendo ser interpretados como superfícies de máxima inundação lacustre, onde ocorreu o máximo de preservação da matéria orgânica. Essa tendência de crescimento do COT está intimamente relacionada à redução da paleoxigenação do fundo da bacia, neste caso proporcional às subidas relativas do nível do lago, e ao fenômeno de estratificação térmica da coluna d'água. Os baixos valores de carbono orgânico associado aos baixos índices de hidrogênios são decorrentes do aumento da oxigenação da coluna d'água, resultando na degradação da MO e conseqüentemente diminuição da preservação.

Vale ressaltar que nesta bacia do tipo *rift* temos que levar em consideração os principais parâmetros controladores da sedimentação: a tectônica que é considerada o fator principal, pois praticamente todo o espaço de acomodação gerado é associado a pulsos tectônicos; o clima que é o fator controlador fundamental para o preenchimento; o aporte sedimentar o qual está diretamente relacionado com a tectônica e com o clima; o espaço de acomodação que é diretamente dependente da tectônica, sendo considerado fundamental para a geração, preenchimento e preservação de bacias *rift*; magmatismo, considerado um fator controlador da geração das denominadas bacias *rift* ativas; eustasia, em que o nível de base para fins de criação e destruição de espaço de acomodação é relacionado ao nível do lago.

#### **6.4 IMPLICAÇÕES ECONÔMICAS E SUGESTÕES PARA NOVOS ESTUDOS**

Os dados aqui obtidos, quando comparados aos já divulgados na literatura, apontam para um quadro atrativo com relação ao aproveitamento econômico de alguns intervalos da Formação Tremembé. Na seção estudada no poço TMB-SP foram identificados cinco níveis com concentrações muitas elevadas de COT, considerando-se apenas teores acima de 20% (**Figuras 6.9 e 6.14**). Desses cinco níveis, dois se destacam, por apresentarem teores de COT superiores a 30%. Quando os dados da pirólise *Rock-Eval* são

considerados, nota-se que esses dois intervalos são os que oferecem uma maior atratividade quanto ao seu potencial gerador, já que representam valores de S2 que excedem a 100mg HC/g de rocha, além de valores de IH sempre superiores a 600. Esses intervalos aparecem destacados como **nível 1** e **nível 2** na **Figura 6.14**. O **nível 1** representa o intervalo no poço situado entre as profundidades de 15,80 e 17,80m, enquanto que o **nível 2**, o intervalo entre as profundidades de 28,60 e 30,40 m. Os limites de ambos os intervalos foram posicionados tendo como referência o valor de S2 superior a 100 mg HC/g rocha. Deve ser destacado ainda que tanto no **nível 1** quanto no **nível 2** são observadas camadas onde os teores de S2 ultrapassam a 200 mg HC/g rocha.

Dessa forma, na presente pesquisa, indicamos os intervalos referentes ao **nível 1** e ao **nível 2** como os mais atrativos do ponto de vista do aproveitamento econômico dos folhelhos pirobotuminosos da Formação Tremembé através da extração industrial do óleo neles contido. Ambos os intervalos são delgados. O **nível 1** apresenta espessura de cerca de 2,0 m enquanto que o **nível 2**, espessura de cerca de 1,8 m. No **nível 1**, a espessura do intervalo com índices de S2 superiores a 200 mg HC/g de rocha atinge cerca de 1,3 m, enquanto que no **nível 2**, o intervalo com tais características atinge cerca de 0,8 m de espessura.

Quando são observados os dados e interpretações apresentados na **Figura 6.14**, nota-se que o **nível 1** posiciona-se no topo da **Unidade Quimioestratigráfica F**, enquanto que o **nível 2** posiciona-se no intervalo mais inferior da **Unidade Quimioestratigráfica E**.

No local em que o poço TMB foi perfurado, os **níveis 1 e 2** apresentam uma cobertura de rocha, respectivamente, de cerca de 15 e 28 m. No entanto, deve ser destacado que na região de Tremembé podem ser encontrados sítios em que esses intervalos ocorrem em situações mais próximas à superfície.

Outro fato que deve ser destacado diz respeito à precisão nas espessuras dos **níveis 1 e 2** aqui apresentadas. As sondagens realizadas não apresentaram uma taxa de recuperação de 100% ao longo de todo o poço. A recuperação foi julgada satisfatória para uma avaliação quimioestratigráfica do

intervalo estudado. No entanto, para uma avaliação econômica mais pormenorizada, além do estudo da variação lateral do potencial primário dessas rochas, um estudo de maior precisão nas espessuras dos intervalos mais atrativos também é necessário. Apesar dessas ressalvas, reitera-se que nos **níveis 1 e 2** as imprecisões nas espessuras apontadas são inferiores a 20%.

Vale ressaltar que parte da unidade quimioestratigráfica E (aproximadamente 2m de espessura) e toda a unidade quimioestratigráfica G correspondem aos intervalos das argilas esmectíticas, as quais estão sendo exploradas economicamente há várias décadas nos municípios de Tremembé e Taubaté.

Por fim, deve ser destacado que as ferramentas metodológicas aqui empregadas mostram-se eficientes no detalhamento estratigráfico do intervalo pelítico da Formação Tremembé, permitindo o reconhecimento de ciclos de diferentes espessuras e a sua caracterização em detalhe. A extensão de estudos dessa natureza para outros sítios de ocorrência dessa unidade junto ao depocentro da bacia revelará um quadro de maior clareza quando a distribuição e variabilidade lateral dessa unidade, permitindo tanto uma checagem quanto à validade das unidades quimioestratigráfica aqui caracterizadas como também uma discussão mais global do aproveitamento econômico dessa unidade estratigráfica. Para um melhor conhecimento a respeito do paleoambiente que originou a Formação Tremembé, sugere-se o estudo de isótopos do carbono e oxigênio, bem como o estudo de biomarcadores.

## 7. CONCLUSÕES

Através dos resultados da análise dos valores de carbono orgânico total, enxofre total e resíduo insolúvel, dos resultados da espectrometria de raios gama (RG) bem como dos resultados de pirólise *Rock-Eval*, podemos chegar a diversas conclusões:

- Nos teores de COT a quantidade de matéria orgânica observada está relacionada com a oxigenação da coluna d'água, uma vez que os valores elevados de carbono orgânico total também estão relacionados aos maiores valores de enxofre total, indicando condições de anoxia do ambiente de sedimentação lacustre.
- A sucessão em estudo da Formação Tremembé foi hierarquizada em nove unidades quimioestratigráficas e foram correlacionadas com os dados de Pirólise *Rock-Eval* e com os dados de raios gama, sendo que estes apresentaram uma boa correlação. As razões TH/U sugerem ciclos de raseamento para o topo do intervalo, onde o aporte sedimentar foi mais intenso na base desses ciclos. Esse padrão está consistente com o contexto tectono-sedimentar de preenchimento de uma bacia de *rift* continental como a bacia de Taubaté.
- Os altos valores do índice de hidrogênio observados, principalmente nos intervalos de folhelhos betuminosos, denunciam que a evolução térmica da matéria orgânica foi baixa. Esta conclusão pode ser também constatada pela observação dos valores de T<sub>máx</sub> os quais não ultrapassaram os 440°C. Portanto, a matéria orgânica é termicamente pouca evoluída, e a janela de maturação não foi atingida.

- As variações proeminentes dos valores de carbono orgânico total e do índice de hidrogênio sugerem mudanças bruscas durante a deposição dos sedimentos lacustres da Formação Tremembé. O ambiente provavelmente passou de redutor, quando tais valores são elevados, para um ambiente oxidante no caso em que os valores são baixos. Os folhelhos betuminosos são os que mais apresentam características de ambiente redutor, por apresentarem fina laminação, são papiráceos, apresentam coloração cinza escuro, possivelmente formados durante subida do nível d'água do lado.
- Os limites das unidades quimioestratigráficas foram marcados com base na integração dos resultados da descrição sedimentológica, nos perfis de raios gama e nos valores de COT, enxofre e resíduo insolúvel.
- Através da utilização do diagrama tipo Van Krevelen, pôde-se constatar que a matéria orgânica desse intervalo da Formação Tremembé poderia ser classificada como tipos I, II e III.
- Com base nos resultados de Pirólise Rock-Eval, verificou-se que a grande maioria da matéria orgânica da Formação Tremembé é do tipo I, que é rica em hidrogênio e pobre em oxigênio, correspondendo ao melhor tipo de matéria orgânica para a geração de hidrocarbonetos líquidos e gasosos.
- As unidades quimioestratigráficas D e F que correspondem aos níveis 2 e 1 respectivamente, são as que apresentam os maiores potenciais de geração de hidrocarbonetos, correspondendo aos folhelhos betuminosos papiráceos. Tais unidades são as mais indicadas para serem aproveitadas economicamente na extração de hidrocarbonetos por processo industrial, correspondendo a aproximadamente 4 m de espessura total (somatório dos 2 níveis).

## 8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ADAMS, J. A.S. AND WEAVER, C.E.** Thorium-to-uranium ratios as indicators of sedimentary processes: Example of concept of geochemical facies. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*. Vol. 42, nº 2 (February, 1958). pp 387-430.
- ALMEIDA, F. F. M., 1958.** Vale do Paraíba. In: *Relatório Anual do Diretor*. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, 139: 90-91.
- ALMEIDA, F. F. M. (1976).** The System of Continental rifts Bordering the Santos Basin, Brazil. *An Acad. Bras. Ciênc.*, 48 (suplemento): 15-26.
- ALMEIDA, F. F. M. de, AMARAL, G., CORDANI U.G., KAWASHITA, K. 1973.** The precambrian evolution of the South American Cratonic Margin South of Amazon River. In: A.E. Nairn, F.G. Stehli (eds) *The ocean basins and margins*. Plenum Publ., New York, N.Y., v. 1, p. 411-446.
- ALMEIDA, F.F.M.de, HASUI, Y. 1984.** *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Blücher, 378 p.
- ALMEIDA, F.F.M.de, CARNEIRO, C.D.R. 1998.** Origem e evolução da Serra do Mar. *Rev. Bras. Geoc.*, 28:135-150.
- AMARAL, G.;BUSHEE, J., CORDANI, U.G., KAWASHITA, K.; REYNOLDS, J.H. 1967.** Potassium-Argon ages of alkaline rocks from southern Brazil. *Geoch. et Cosmoch. Acta*, 31:117-142.
- ASMUS H.E., PORTO R. 1980.** Diferenças nos estágios iniciais da evolução da margem continental brasileira: possíveis causas e implicações. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 31, Baln. Camboriú, 1980. *Anais...*, Baln. Camboriú, v. 1, p. 225-239.
- APPI, C. J., FREITAS, E. L. & CASTRO, J. C., 1986.** *Faciologia e Estratigrafia da Bacia de Taubaté*. Comunicação Técnica. Rel. Interno CENPES/PETROBRÁS (Inédito).
- CARNEIRO, C. D. R.; HASUI, Y.; GIANCURSI, F. D., 1976.** Estrutura da Bacia de Taubaté na região de São José dos Campos. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 29, Ouro Preto. Anais. Ouro Preto, SBG, v. 4, p. 247-256.
- CHANG, H. K., APPI, C. J., RICCOMINI, C., CASTRO, J. C., ARAI, M., FREITAS, E. L. & SANTOS NETO, F. V., 1989.** Geologia da Bacia de Taubaté. Simp. Geol Sudeste, 1., Bol. Res., Rio de Janeiro, SBG p.10

- DELLA FÁVERA, J. C. 2001.** *Fundamentos da estratigrafia moderna.* Ed. UERJ. Rio de Janeiro. 264p
- DELLA FÁVERA, J. C. , CHAVES, H. A. F. , MEDEIROS, M. A. M. , VILLARES, J.T. L., SOUZA, S. F. M., OLIVEIRA, S. S., 2001.** Análise estratigráfica do intervalo marcos-7-11 (Andar Aratu), Bacia do Recôncavo. Monografia final do 10º curso de Análise de Bacias do LABCG-UERJ.
- DEMAISON, G. J. & MOORE, G. T., 1980.** Anoxic environments and oil source bed genesis. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 64, n. 8, p. 1179-1209.
- DEMAISON, G.J. & MOORE, G.T.** Anoxic environments and oil source bed genesis. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 64, n. 8, p. 1179-1209, 1980.
- DURAND, B. 1980.** Sedimentary Organic Matter and Kerogen. Definition and quantitative importance of kerogen. In: *Kerogen: Insoluble Organic Matter from Sedimentary Rocks*. Paris, Editions Technip, 13-34.
- EINSELE, G.1992.** *Sedimentary Basins; Evolution, Facies and Sediment Budget.* Berlin, Springer-Verlag, 628p.
- ESPISTALIÉ, J., DEROO, G., MARQUIS F., 1985.** *La pyrolyse Rock-Eval et ses applications* première/deuxième partie. *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, Paris, v. 40, septembre/octobre, n. 56, p. 563-579.
- ESTEVEZ, F.A., 1988.** *Fundamentos de Limnologia.* Rio de Janeiro: Interciência 575p.
- FERNANDES, F. L., 1993.** Compartimentação Tectônica e Evolução da Bacia de Taubaté. Dissertação de Mestrado apresentada à Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto. 145 pp.
- FERNANDES, F.L. & CHANG, H.K. 2001.** Modelagem gravimétrica da Bacia de Taubaté – Vale do Rio Paraíba do Sul, leste do Estado de São Paulo. *Rev. Bras. Geof.*, v.19 n.2, São Paulo, maio/agosto, 2001.
- FERNANDES, F.L., CHANG, H.K. 2003.** Arcabouço estrutural da Bacia de Taubaté - SP. In: SBG, Simp. Nac. Est. Tect., 9, International Symposium on Tectonics, 3, Armação de Búzios, 2003. *B. Res...*, Armação de Búzios, p. 367-370.
- FERRARI, A. L. Evolução tectônica do Gráben da Guanabara.** São Paulo: Universidade de São Paulo, 2001. 412 p., Tese (Doutorado).

- FROSTICK, L. & REID, I., 1989.** Is structure the main control of river drainage and sedimentation in rifts? *Journal of Africa Earth Sciences*. V. 8, n. 2, p. 165-182.
- GALLOWAY, W.E. 1989.** Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. *Amer. Assoc. Petrol. Bull.*, **73**:125-142.
- GREGORY, J. W., 1984.** Contributions to the Physical Geography of British East Africa. *Geog. J.*, 4: 289-315, 408-424, 505-525.
- GUEDES, E.; HEILBRON, M.; VASCONCELOS, P. M.; VALERIANO, C. M.; ALMEIDA, J. C. H.; TEIXEIRA, W.; THOMAZ FILHO, A.** K-Ar and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar ages of dikes emplaced in the onshore basement of the Santos Basin, Resende area, SE Brazil: Implications for the South Atlantic opening and Tertiary reactivation. *Journal of South American Earth Science*, Oxford, v. 18, p. 371-382, 2005.
- HÅKANSON, L. & JANSSON, M. 2002.** Principles of lake sedimentology. New Jersey, The Blackburn Press, 316pp.
- HASUI, Y., CARNEIRO, C.D.R., COIMBRA, A.M. 1975.** The Ribeira Folded Belt. *Rev. Bras. Geociências*, 5:257-266.
- HASUI, Y. & PONÇANO W.L. 1978.** Organização estrutural e evolução da Bacia de Taubaté. *In: SBG, Cong. Bras. Geol.*, 30, Recife, v. 1, p. 368-381.
- HEILBRON, M., MOHRIAK, W.U., VALERIANO C.M., MILANI E.J., ALMEIDA J., TUPINAMBÁ M. 2000.** From collision to extension: the roots of the southeastern continental margin of Brazil. *In: W.U. Mohriak, M. Talwani (eds). Atlantic rifts and continental margins*. Washington, D.C., AGU, Geophysical Monograph 115, p. 1-32.
- HIRUMA, S. T.; RICCOMINI, C.; MODENESI-GAUTTIERI, M. C.** Neotectônica no planalto de Campos de Jordão, SP. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 31, n. 3, p. 375-384, 2001.
- JANASI V.A., ULBRICH, H.H.G.J. 1991.** Late Proterozoic granitoid magmatism in the State of São Paulo, southeastern Brazil. *Precambrian Res.*, **51**:351-374.
- KATZ, B.J., 1995.** Factors controlling the development of lacustrine petroleum source rocks – an update. *In: A.Y. HUC (Ed.), Paleogeography, Paleoclimate and Source Rocks*. American Association of Petroleum Geologists, Studies in Geology, n. 40, p. 61-80.

- KELTS, K.** Environments of deposition of lacustrine source rocks: an introduction. In: A.J. Fleet; K. Kelts; M.R. Talbot (Eds.), **Lacustrine petroleum source rocks**. Geological Society Special Publication, 1988, n. 40, p. 3-26.
- LAMBIASE, J. J., 1990.** A model for tectonic control of lacustrine stratigraphic sequences in continental rift basins. In: B.J. Katz (Ed.), **Lacustrine Basin Exploration: Case Studies and Modern Analogs**. American Association of Petroleum Geologists, Memoir, n. 50, p. 265-276.
- LIMA M. R., SALARD-CHEBOLDAEFF, M., SUGUIO, K., 1985a.** Étude palynologique de la Formation Tremembé, Tertiaire du Bassin de Taubaté (État de São Paulo, Brésil), d'après les échantillons du sondage n°42 du CNR In: *Coletânea de trabalhos paleontológicos*, Brasília, DNPM, p.379-393. (Série Geologia, 27, Seção Paleontologia e Estratigrafia, 2), p. 379-393.
- LÜNING, S. & KOLONIC, S.** Uranium spectral gamma-ray response as a proxy for organic richness in black shales: Applicability and limitations. *Journal of petroleum geology*, vol. 26(2), april 2003, pp 153-174.
- MARQUES, A., 1990.** Evolução Tectono-Sedimentar e Perspectivas Exploratórias da Bacia de Taubaté, São Paulo, Brasil. *Bol. Geoc. Petrobrás*, Rio de Janeiro, 4(3):253-262.
- MELO M.S.de, RICCOMINI C., CAMPANHA G.A.C., MIOTO J.A., ALMEIDA F.F.M., HASUI Y., PONÇANO W.L., GIMENEZ A.F. 1983.** *Estudos geológico-tectônicos na Bacia de Resende (RJ) e sedimentos terciários da área de Volta Redonda (RJ) e Bacia de Taubaté (área de Cruzeiro, SP)*. IPT, São Paulo, 2 v., 124 p., 10 mapas (Rel. 17.737).
- MODENESI-GAUTTIERI M.C., HIRUMA S.T., RICCOMINI C. 2002.** Morphotectonics of a high plateau on the northwest flank of the continental rift of Southeastern Brazil. *Geomorphology*, 43:257-271.
- OLSEN, P. E., 1991.** Tectonic, climatic and biotic modulation of lacustrine ecosystems- examples from Newark Supergroup of eastern North America. In: Katz, B. J. (ed)- (Lacustrine Basin Exploration- case studies and Modern Analogs. Tulsa, AAPG, P. 209-224, (AAPG Memoir # 50).
- PADILHA, A. L., TRIVEDI, N. B., VITORELLO, Í. & COSTA, J. M., 1991.** Geophysical constraints on tectonic models of Taubaté Basin, southeastern Brazil. *Tectonophysics*, 196:157-172.
- PEREIRA, M. J.; FEIJÓ, F. J.** Bacia de Santos. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 219-234, jan./mar. 1994.

- POSAMENTIER, H.W.; JERVEY, M.T.; VAIL, RR. 1988.** Eustatic Controls on clastic deposition I - Conceptual framework. In: WILGUS, C.K.; HASTINGS, B.S.; KENDALL, C.G.C.; POSAMENTIER, H.W.; ROSS, C.A.; VAN WAGONER, F.C. eds. *Sea-Level Changes - An Integrated Approach*. USA, Soc. Econ. Paleont. Mineral., p. 109-124. (Spec. Publ. 42).
- REEVES Jr., C.C. 1968.** Introduction to palaeolimnology. Amsterdam, Elsevier, 228pp. (Developments in sedimentology no 11).
- RICCOMINI, C. 1989.** *O Rift Continental do Sudeste do Brasil*. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 256p.
- RICCOMINI, C. 1993.** Origem, evolução e inversão da Bacia do Pico de Itapeva, Neoproterozóico - Cambriano, São Paulo, Brasil. In: Dinamige - Facultad de Agronomia, Simpósio Internacional dei Neoproterozóico -Cambriano de la Cuenca del Plata, I, La Paloma - Minas (Uruguai), *Resumenes Extensos*, 1(16), s/p.
- RICCOMINI C., COIMBRA A.M., SANT'ANNA, L.G., BRANDT NETO, M., VALARELLI, J.V. 1996.** Argilominerais do paleolago Tremembé e sistemas deposicionais relacionados (Paleógeno, Rift Continental do Sudeste do Brasil). *Rev. Bras. Geoc.*, **26**:167-180.
- RICCOMINI, C.; ASSUMPCÃO, M. (1999).** Quaternary tectonics in Brazil. *Episodes*, v. 22, n. 3, p. 221-225.
- RICCOMINI C., VASCONCELOS P., VELÁZQUEZ V.F., GOMES C.B. 2004.** *Idades Ar/Ar das rochas vulcânicas do Rift Continental do Sudeste do Brasil*. (em preparação).
- RICCOMINI, C., MODENESI-GAUTTIERI, M., FERRARI A.L., HIRUMA S.T., SANT'ANNA, L.G. 2000a.** Origin and evolution of the continental rift of Southeastern Brazil. In: IUGS, International Geological Congress, 31, Rio de Janeiro, 2000. *Post-Congress Field Trip Guides...*, Rio de Janeiro, 37 p. (AFT 10).
- RODRIGUES, R. 1995.** A geoquímica orgânica na bacia do Parnaíba. Universidade federal do Rio Grande do Sul. Tese de Doutorado.
- SAAD, A.R. 1991.** Potencial econômico da bacia de Taubaté (Cenozóico do Estado de São Paulo, Brasil) nas regiões de Jacareí, Taubaté, Tremembé e Pindamonhangaba. Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro, *Tese de Doutorado*, 173pp.

- SADOWSKI G.R., MOTIDOME M.J. 1987.** Brazilian Megafaults. *In:* Hervé, F. (ed). *Megafaults of South America, Rev. Geológica de Chile*, **31**:61-75. (Vol. Dedicated to IGCP 203).
- SALVADOR E.D., RICCOMINI C. 1995.** Neotectônica da região do Alto Estrutural de Queluz, SP-RJ, Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, **25**:151-164.
- SANT'ANNA, L. G. 1999.** Geologia, mineralogia e gênese das esmectitas dos depósitos paleogênicos do Rift Continental do Sudeste do Brasil. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 293p.
- SCHOLZ, C.A.; ROSENDHAL, B.R.; SCOTT, D. L. 1990.** Development of coarse-grained facies in Lacustrine Rift Basins: examples from east Africa. *Geology*, **18**: 140-144.
- SCHOLZ, C.A.; MOORE, T.C.; HUTCHINSON, D.R.; GOLMSHTOK, A.J.; LITGORD, K.D.; KUROTCHKIN, A.G., 1998.** Comparative sequence stratigraphy of low-latitude versus high-latitude lacustrine rift basins: seismic data examples from the East African Basins and Baikal rifts. **Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology**, v. 140, p. 401-420.
- SCHOBENHAUS, C., CAMPOS D.A., DERZE G.R., ASMUS H.E. 1984.** *Geologia do Brasil: Texto Explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente, incluindo depósitos minerais, escala 1:2.500.000.* Brasília, MME-DNPM, 501 p. 4.
- SEVERIANO RIBEIRO, H. J. P. , 1991.** Sismo-estratigrafia e Arquitetura Depositional da Bacia do Recôncavo, Bahia, Brasil. Tese de Doutorado, IGCE-Unesp, Rio Claro. 109p.
- SILVEIRA, A., 2000.** Estratigrafia de Seqüências e Evolução Paleoambiental da Sucessão Permiana (Sakmariano-Eokazaniano) da Bacia do Paraná, entre Rio Pardo e Mariana Pimentel (RS). PPG-Geologia, Unisinos, Dissertação de Mestrado, 140 p.
- SUGUIO, K., 1969.** Contribuição à Geologia da Bacia de Taubaté, Vale do Paraíba- Estado de São Paulo. São Paulo, 106 p. (Tese de Doutorado). Universidade de São Paulo. Publicada em Boletim Especial da FFCLUSP.
- SUGUIO, K. & VESPUCCI, J. B. O., 1985.** Turbiditos Lacustres da Bacia de Taubaté, SP. *In:* SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 5, São Paulo. Atas. São Paulo, SBG, v. 1, p. 243-250.

**TALBOT, M.R., & ALLEN, P.A. 1996.** Lakes. *In: READING, H.G. (ed.). Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy.* London, Blackwell Science, p.83-124.

**TISSOT, B.P. & WELTE, D.H., 1984. Petroleum Formation and Occurrence.** Berlin: Springer-Verlag, 699 p.

**TORRES-RIBEIRO, M. 2004.** Fácies microclásticas de um sistema lacustre oligocênico do sudeste do Brasil (Formação Tremembé, bacia de Taubaté). Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Rio de Janeiro, *Dissertação de Mestrado*, 122pp.

**TROUW R.A.J., RIBEIRO A., PACIULLO F., HEILBRON, M. 2000.** Interference between the Neoproterozoic Brasília and Ribeira Belts, with special emphasis on high pressure granulites. *In: IUGS, International Geological Congress, 31, Rio de Janeiro, 2000. Post-Congress Field Trip Guides...*, Rio de Janeiro, p. 45.

**TURNER, S.; REGELOUS, M.; KELLEY, S.; HAWKESWORTH, C.; MANTOVANI, M. 1995.** Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar geochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **124**:333-348.

**VAN WAGONER, J.C.; MITCHUM, R.M.; CATION, K.M. & RAHMANIAN, V.D., 1990,** Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies. *American Association of Petroleum Geologists Methods in Exploration Series*, **7**, 55 p

**VAIL P. R., 1987.** "Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy. Part 1: seismic stratigraphy interpretation procedure", Tulsa, AAPG, Vol 1, p 1-9, (AAPG Studies in Geology).

**WETZEL, R.G.** Limnology. Philadelphia: Saunders College, 1983, 767 p.

**YAMAMOTO I. T. 1995.** Palinologia das Bacias Tafrogênicas do Sudeste (bacias de Taubaté, São Paulo e Resende): análise bioestratigráfica integrada e interpretação paleoambiental. Inst. de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, *Dissertação de Mestrado*, 217p.

**ZALÁN, P. V., 1986.** A Tectônica Transcorrente na Exploração de Petróleo: uma revisão. *Ver. Bras. Geoc.* **16**: 245-257.

**ZALÁN, P. V. & OLIVEIRA, J A. B., 2005.** Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. *B. Geoci. Petrobrás*, v. **13**, n.2, p.269-300, maio/nov. 2005.