Universidade do Estado do Rio de Janeiro
Centro de Tecnologia e Ciências
Faculdade de Geologia

Fernanda Setta Duarte

Avaliação do potencial gerador da formação Tremembé, bacia de Taubaté, área de Pindamonhangaba e Moreira César, SP.

Rio de Janeiro
2012

Fernanda Setta Duarte

Avaliação do potencial gerador da formação Tremembé, bacia de Taubaté, área de Pindamonhangaba e Moreira César, SP.

Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Geologia, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Análise de Bacias.

Orientador: Prof. Dr. Sérgio Bergamaschi

Rio de Janeiro

2012

CATALOGAÇÃO NA FONTE

UERJ / REDE SIRIUS / BIBLIOTECA CTC/C

D812 Duarte, Fernanda Setta.
Avaliação do potencial gerador da formação Tremembé, bacia de Taubaté, área de Pindamonhangaba e Moreira César, SP / Fernanda Setta Duarte. – 2012.
122 f. il., mapas.

Orientador: Sérgio Bergamaschi

Dissertação (Mestrado) – Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia.

Bibliografia

1. Geologia econômica – São Paulo (Estado) – Teses. 2. Xistos oleoginosos – São Paulo (Estado) - Teses. 3. Taubaté, Bacia de (SP) – Teses. I. Bergamaschi, Sérgio. II. Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Faculdade de Geologia. III. Título.

CDU
553.983(815.6)

Autorizo, apenas para fins acadêmicos e científicos, a reprodução total ou parcial desta tese.

_____

_____

Assinatura Data

Fernanda Setta Duarte

Avaliação do potencial gerador da formação Tremembé, bacia de Taubaté, área de Pindamonhangaba e Moreira César, SP.

Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Geologia, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Análise de Bacias.

Aprovada em 16 de março de 2012.

Banca Examinadora:

_____

Prof. Dr. Sérgio Bergamaschi (Orientador)

Faculdade de Geologia da UERJ

_____

Prof. Dr. René Rodrigues

Faculdade de Geologia da UERJ

_____

Prof. Dr. Wilson Luiz Lanzarini

Petrobras

Rio de Janeiro

2012

DEDICATÓRIA

Dedico esta dissertação aos meus pais Fernando e Ivana e aos meus irmãos Iviana e Fernando Jr. pelo apoio incondicional.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus pela força.

Agradeço aos meus queridos amigos da UFRuralRJ, Elaine Lima e Gabriel Medeiros Marins pelo companheirismo e palavras de apoio e motivação.

Agradeço às colegas das UERJ (Darlly Reis e Lina Osório) pelos momentos alegres e pelas palavras de conforto nos momentos de ansiedade.

Agradeço a Ludmilla Fernandes, Luiz Eduardo Mendonça e Analice Ramos pelo apoio no processo de preparação das amostras.

Agradeço aos Professores Sérgio Bergamaschi, René Rodrigues, Egberto Pereira e Hernani Chaves pelos debates que possibilitaram diversos questionamentos e que foram de grande importância para o desenvolvimento da pesquisa.

Agradeço à funcionária Gabriela do Laboratório Geológico de Preparação de Amostras (LGPA) da Faculdade de Geologia da UERJ por todo apoio e paciência durante os processos metodológicos.

RESUMO

DUARTE, Fernanda Setta. *Avaliação do potencial gerador da formação Tremembé, bacia de Taubaté, área de Pindamonhangaba e Moreira César, SP.*2012. 108 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2012.

O presente estudo aborda a caracterização faciológica e quimioestratigráfica do intervalo de folhelhos betuminosos da Formação Tremembé (Oligoceno da Bacia de Taubaté), bem como a avaliação econômica desses depósitos na região de Pindamonhangaba e Moreira César, SP. A partir da coleta sistemática de amostras de testemunhos do poço MOR-SP, foram determinados os teores de COT, S e RI, assim como dados de Pirólise Rock-Eval. Com base nesses dados seis unidades quimioestratigráficas(designadas de I a VI a partir da base) foram definidas no intervalo de cerca de 40 metros de espessura. Dados previamente estudados dos poços TMB-SP e PND-SP foram utilizados para correlação dessasunidades.Com base nos dados de Pirólise Rock–Eval foi possível quantificar o volume de óleo potencialmente recuperável através do aproveitamento industrial dos folhelhos betuminosos. No intervalo mais promissor (unidades VI e V), compreendendo uma seção de cerca de 17 metros de espessura, o rendimento de óleo é de cerca de 25,7 milhões de barris por km^2, na área do poço MOR-SP.Os dados obtidos apontam para uma importante jazida não convencional de folhelho betuminoso (*oilshale*), cujo aproveitamentoeconômico, se executado,requerirá, além de novas soluções tecnológicas, a implementação de ações de forma a minimizar os impactos sociais e ambientais de uma possível operação extrativa desse recurso.

Palavras-chave: Formação Tremembé. Jazidas não convencionais. Estratigrafia química. Bacia de Taubaté. Avaliaçãoeconômica.

ABSTRACT

The present study deals with the faciologic and chemostratigraphic characterization of the oil shale interval of the TremembéFormation(Oligocene, TaubatéBasin), and the economic evaluation of these deposits in the Pindamonhangaba and Moreira Cesar,SP regions. From the systematic sampling of the MOR-SP borehole, we determined TOC, S and IR contents, as well as data from Rock-Eval pyrolysis. Based on these data, six chemostratigraphic units (designated from I up to VI in the base) were defined in the interval of about 40 meters in thickness. Data previously studied of TMB-SP and PND-SP wells were used for correlation of these units. Based on data from Rock-Eval pyrolysis, it was possible to quantify the volume of oil potentially recoverable through industrial exploitation of bituminous shale. In the most promising interval (units V and VI), comprising a section of about 17 meters thick, the oil yield is about 25.7 million barrels perkm2 in the area of MOR-SP well. The data point is an important deposit of non-conventional bituminous shale (oilshale), which sees an economic use, if implemented, will require additional new technological solutions, the implementation of actions to minimize the social and environmental impacts of a possible extractive operation of this resource.

Keywords:Tremembé Formation, Unconventional deposits , Chemostratigraphy, Taubaté Basin, Economic evaluation.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Mapa de localização da região onde foi feita pesquisa..... 17
Figura 2 - Local onde foi realizada a sondagem. Unidade Básica de Saúdede Moreira César..... 18
Figura 3 - Principais feições geomorfológicas do RCSB, entre as bacias de São Paulo e Macacu. No modelo de elevação do terreno destacam-se as bacias sedimentares de São Paulo (SP), Taubaté (TB), Resende (RE), Volta Redonda (VR) e Macacu (MC),dentre outros..... 20
Figura 4 - Mapa de distribuição dos quatro riftes do SRCSB: (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..... 24
Figura 5 - Perfil morfo-estrutural interpretado do Rifte do Paraíba do Sul (Gráben de Taubaté) e do Rifte Litorâneo (Sub-Gráben de Paraty)..... 26
Figura 6 - Evolução tectono-sedimentar proposto para o *rift* continental do Sudeste do Brasil..... 29
Figura 7 - Mapa geológico da Bacia de Taubaté..... 31
Figura 8 - Arcabouço estrutural da bacia de Taubaté..... 32
Figura 9 - Arcabouço estrutural da bacia de Taubaté com base em linhas sísmicas de reflexão..... 32
Figura 10 - Arcabouço estrutural da bacia de Taubatéba partir de linhas sísmicas de reflexão e gravimetria..... 33
Figura 11 - Quadro litoestratigráfico e evolução tectono-sedimentar do segmento central do RCSB..... 35
Figura 12 - Evolução sedimentar da bacia de Taubaté..... 38
Figura 13 - Evolução sedimentar da Formação Resende e Tremembé..... 41
Figura 14 - Modelo deposicional proposto por Sant`Anna (1999, modificado)..... 41
Figura 15 - Elementos controladores do preenchimento sedimentar em bacias rifteintracontinentais..... 47
Figura 16 - Representação esquemática da estratificação térmica da coluna d'água de um lago..... 51
Figura 17 - Modelo de duas fases para sedimentação em lagos tectônicos..... 55
Figura 18 - Sonda rotativa Mach 920 usada na retirada dos testemunhos do poço MOR – SP..... 63
Figura 19 - Fluxograma com as etapas desenvolvidas no trabalho..... 64
Figura 20 - Graal de porcelana..... 67
Figura 21 - Peneira de 80 mesh..... 67
Figura 22 - Acidificação das amostras..... 67
Figura 23 - Classificação e evolução térmica dos querogênios de acordo com o diagrama tipo Van Krevelen..... 70

Figura 24 - Caracterização faciológica do poço MOR-SP..... 75
Figura 25 - Relação entre os teores de COT,S e R.I e distribuição as unidades quimioestratigráficas..... 77
Figura 26 - Gráfico mostrando a relação de COT, S2, IH e Tmax..... 78
Figura 24 - Diagrama de Van Krevelen mostrando a distribuição das unidades quimioestratigráficas do poço MOR-SP de acordo com o tipo de matéria orgânica..... 79
Figura 28 - Tratos de Sistemas de Lago Raso (TLR) e de Lago Profundo (TLP), no poço MOR - SP..... 80
Figura 29 - Folhelho papiráceo com presença de ostracodes(Fácies Fp)..... 81
Figura 30 - Diagrama do tipo Van Krevelen e gráfico COT versus S_2, unidade quimioestratigráficas I..... 83
Figura 31 - Argilas esmectíticas..... 85
Figura 32 - Diagrama do tipo Van Krevelen e gráfico COT versus S_2, unidade quimioestratigráficasII..... 86
Figura 33 - Folhelho argiloso, laminado, cinza esverdeado (Fácies Flv)..... 87
Figura 34 - Siltito , cinza claro , maciço..... 88
Figura 35 - Diagrama do tipo Van Krevelen e gráfico COT versus S_2, unidade quimioestratigráficasIII..... 90
Figura 36 - A seção A mostra o diagrama de Van Krevelen e a seção B mostra o gráfico COT versus S_2 da unidade IV..... 92
Figura 37 - Folhelho síltico com injeções de argila..... 93
Figura 38 - Folhelho síltico argiloso com presença de bioturbações..... 94
Figura 39 - Diagrama do tipo Van Krevelen e gráfico COT versus S_2, unidade quimioestratigráficas V..... 96
Figura 40 - Microfratura em folhelho síltico-argiloso, cinza, laminado (Fácies Flc)..... 97
Figura 41 - Folhelho silto-argiloso com fóssil vegetal (Fácies Flc)..... 98
Figura 42 - Folhelho papiráceo, preto, laminado com presença de ostracodes (Fácies Fp)..... 98
Figura 43 - Diagrama do tipo Van Krevelen e gráfico COT versus S_2, unidade quimioestratigráficas VI..... 100
Figura 44 - Mapa de localização dos poços TMB-SP, PND - SP e MOR-SP.. 103
Figura 45 - Correlação geoquímica dos valores de COT entre os poços TMB-SP, PND-SP e MOR-SP..... 104
Figura 46 - Correlação entre os teores de IH versus COT nos poços TMB-SP, PND - SP e MOR - SP. 105
Figura 47 - Correlação entre os teores de S_2 versus COT nos poços TMB-SP, PND - SP e MOR - SP..... 106
Figura 48 - Diagramas de Van Krevelen mostrando a distribuição dos tipos de matéria orgânica pelas unidades quimioestratigráficas nos poços TMB-SP, PND-SP e MOR-SP..... 107
Figura 49 - Gráfico mostrando a relação entre o rendimento de óleo e a densidade dos folhelhos da Formação Green River..... 110

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Classificação das fácies..... 74
Tabela 2 - Estimativa do volume de óleo por unidade do poço MOR-SP..... 109
Tabela 3 - Média dos teores de IH, COT, S e S_2 por unidade..... 111
Tabela 4 - Estimativa do volume de óleo por unidade do poço TMB-SP..... 112
Tabela 5 - Estimativa do volume de óleo por unidade do poço PND-SP..... 112

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

CNP – Conselho Nacional do Petróleo

COT – Carbono orgânico total (%)

Fm. – Formação

HC - Hidrocarbonetos

IH – Índice de hidrogênio (mg HC/g COT)

INOG - Instituto Nacional de óleo e Gás

IO – Índice de oxigênio (mg CO_2/ g COT)

Ma – Milhões de Anos

R.I. - Resíduo Insolúvel (%)

RCSB – Rift Continental do Sudeste do Brasil

S – Enxofre total (%)

S_2 – Potencial gerador (mg HC/ g ROCHA)

SRCSB – Sistema de Riftes Continentais do Sudeste do Brasil

TLP – Trato de lago profundo

TLR – Trato de lago raso

Tmax (°C) – Temperatura de geração máxima de hidrocarbonetos durante a pirólise Rock Eval.

Ton – toneladas

SUMÁRIO

	INTRODUÇÃO E OBJETIVO	14
	Introdução	14
	Objetivo	16
	Localização da área de estudo	16
1	**O *RIFT* CONTINENTAL DO SUDESTE DO BRASIL**	19
1.1	**O sedmento central do RCSB**	21
1.2	**A superfície de plainamento Japi (SAJ)**	22
1.3	**Suas Denominações**	22
1.4	**Síntese do SRCSB**	23
1.5	**Rifte Paraíba do Sul**	25
1.6	**Tectonismo gerador e deformador**	26
2	**A BACIA DE TAUBATÉ**	30
2.1	**Contexto Geológico-estrututal e arcabouço tectono-estratigráfico**	30
2.1.1	Evolução Tectono Sedimentar	36
2.2	**A Formação Tremembé**	39
3	**PRECEITOS METODOLÓGICOS**	44
3.1	**O ambiente de formação lacustre**	44
3.1.1	Aspectos genéticos, tectônica e sedimentação	46
3.1.2	Classificação e aspectos físico-químicos dos lagos	49
3.2	**Estratifragia em Sistemas Lacustres**	53
3.3	**A matéria orgânica lacustre**	57
3.4	**A geoquímica orgânica do petróleo**	59
3.5	**A estratigrafia química**	60
4	**MATERIAIS E MÉTODOS**	62
4.1	**Levantamentos bibliográficos**	62
4.2	**Trabalho de campo na área de estudo**	62
4.3	**Etapas de trabalho em laboratório**	63
4.3.1	Preparação de amostras	65
4.3.2	Procedimentos técnicos para análise de COT e S	65
4.3.3	Determinação dos teores de COT e S	66
4.3.4	Pirólise rock - Eval	68

4.3.5 Análise e processamento dos resultados..... 71
4.4 **Importância econômica**..... 71
5 **RESULTADOS OBTIDOS**..... 73
5.1 **Aspectos faciológicos da Fm. Tremembé**..... 73
5.2 **Caracterização das unidades quimioestratigráficas**..... 76
5.2.1 Unidade I..... 81
5.2.1.1 Caracterização Faciológica..... 81
5.2.1.2 Caracterização Geoquímica..... 82
5.2.1.2.1 COT, S, RI..... 82
5.2.1.2.2 Pirólise..... 82
5.2.2 Unidade II..... 84
5.2.2.1 Caracterização Faciológica..... 84
5.2.2.2 Caracterização Geoquímica..... 84
5.2.2.2.1 COT, S, RI..... 84
5.2.2.2.2 Pirólise..... 84
5.2.3 Unidade III..... 87
5.2.3.1 Caracterização Faciológica..... 87
5.2.3.2 Caracterização Geoquímica..... 89
5.2.3.2.1 COT, S, RI..... 89
5.2.3.2.2 Pirólise..... 89
5.2.4 Unidade IV..... 91
5.2.4.1 Caracterização Faciológica..... 91
5.2.4.2 Caracterização Geoquímica..... 91
5.2.4.2.1 COT, S, RI..... 91
5.2.4.2.2 Pirólise..... 91
5.2.5 Unidade V..... 93
5.2.5.1 Caracterização Faciológica..... 93
5.2.5.2 Caracterização Geoquímica..... 94
5.2.5.2.1 COT, S, RI..... 94
5.2.5.2.2 Pirólise..... 95
5.2.6 Unidade VI..... 97
5.2.6.1 Caracterização Faciológica..... 97
5.2.6.2 Caracterização Geoquímica..... 99
5.2.6.2.1 COT, S, RI..... 99
5.2.6.2.2 Pirólise..... 99

6 **CORRELAÇÃO COM DADOS ANTERIORES** 101
7 **ANÁLISE DO VOLUME RECUPERÁVEL DE ÓLEO** 108
8 **CONSIDERAÇÕES FINAIS** 113
9 **CONCLUSÕES**..... 115
10 **RECOMENDAÇÕES**..... 115
REFERÊNCIAS 116

INTRODUÇÃO

Nos últimos anos tem havido um acentuado aumento no interesse exploratório de jazidas não convencionais de óleo e gás, o que tem levado a significativas mudanças estratégicas com consequências profundas para o setor energético mundial.

Nesse contexto, o Brasil apresenta um enorme potencial de jazidas não convencionais a serem exploradas nas mais diferentes bacias sedimentares de seu território. Dentre as jazidas não convencionais de hidrocarbonetos no Brasil, aquelas relacionadas aos depósitos de folhelhos betuminosos *(oil shales)* têm historicamente despertado atenção quanto ao seu potencial de aproveitamento econômico. Dentre os recursos de folhelhos betuminosos conhecidos nas bacias brasileiras, as seguintes unidades estratigráficas apresentam intervalos que podem conter reservas potencialmente importantes de hidrocarbonetos: Formação Irati (Permiano Bacia do Paraná); Formação Tremembé (Oligoceno, Bacia de Taubaté); Formação Codó (Aptiano, Bacia do Parnaíba); Formação Santa Brígida (Permiano, Bacia do Recôncavo); camadas de folhelho betuminoso de Maraú (Cretáceo, Bacia de Camamu); Formação Santana (Cretáceo, Bacia do Araripe). Entre tais depósitos, aqueles associados às Formações Irati, Codó e Tremembé se destacam quanto ao seu potencial econômico para a extração do óleo neles contido.

Um dos grandes problemas limitadores da exploração desses recursos, até bem pouco tempo atrás, relacionava-se às limitações tecnológicas capazes de permitir a extração econômica de óleo e gás dessas jazidas não convencionais. No entanto, nos últimos dez anos, esse panorama vem rapidamente se transformando positivamente.

Os depósitos de folhelhos betuminosos da Formação Tremembé, aqui abordados, foram estudados pelo extinto CNP na primeira metade do século passado. Cálculos de reservas foram, à época, produzidos, ficando, no entanto, restritos a relatórios internos.

Estes recursos foram explorados industrialmente até meados do século passado, a cargo do extinto CNP, através de uma usina de extração de óleo desses folhelhos no município de Pindamonhangaba, SP, com capacidade de

processamento de até 10 mil barris/dia. Limitações tecnológicas e decisões gerenciais da Petrobrás, então recém criada, promoveram a desativação dessa planta de extração de óleo. Atualmente, a exploração industrial dessa importante fonte de recursos energéticos no Brasil é restrita à planta industrial da Petrobrás, no município de São Mateus do Sul, Estado do Paraná, utilizando os folhelhos Formação Irati.

Face aos novos cenários exploratórios de jazidas não convencionais, o Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Óleo e Gás- Jazidas Não Convencionais (INOG) têm se dedicado à obtenção de novos dados exploratórios na Bacia de Taubaté, no sentido de contribuir para uma reavaliação do potencial econômicos desses recursos.

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 trabalho aqui apresentado trata do estudo da estratigrafia de alta resolução e geoquímica orgânica da Formação Tremembé, Oligoceno da Bacia de Taubaté, com base nos dados de teores de Carbono Orgânico Total (COT), teores de enxofre total, Resíduo Insolúvel (RI) e dados de Pirólise Rock - Eval. Esses dados foram obtidos a partir de amostras selecionadas dos poços MOR-SP e PND-SP, resultantes de testemunhagem contínua ao longo da sucessão de folhelhos da Formação Tremembé. Estas sondagens foram realizadas através da utilização da sonda Mach 920, pertencente à Faculdade de Geologia da UERJ.

Objetivo

O objetivo do presente trabalho é realizar uma avaliação detalhada da geoquímica orgânica e da estratigrafia de alta resolução, visando a caracterização de ciclos de alta freqüência no intervalo de folhelhos da Formação Tremembé, Bacia de Taubaté,com base nos dados de carbono orgânico total, enxofre total e resíduo insolúvel. E também apresentar dados recentes da reavaliação do potencial gerador e do aproveitamento econômico dos folhelhos betuminosos.

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.

Localização da área de estudo

A área de estudo está localizada no município de Moreira César (Figura 1), região leste do Estado de São Paulo e inserida 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 Sub-Prefeitura de Pindamonhagaba. O poço foi locado na área da Unidade Básica de Saúde de Moreira Cesar (Figura 2)(Coord: 7465943 S, 462401 E)

Figura 1 - Mapa de localização da região onde foi feita pesquisa. Em destaque na cor verde a cidade onde foi feita a sondagem.
Fonte: http://maplink.uol.com.br/rodoviario/mapa.asp

A Bacia de Taubaté, juntamente com as bacias de São Paulo, Resende, Volta Redonda, Curitiba e Depressão da Guanabara, forma o Sistema de Riftes da Serra do Mar (SRSM) (ALMEIDA, 1976), expressão da evolução Terciária da região sul-sudeste do Brasil e constitui-se numa Bacia do tipo *rifte*, 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).

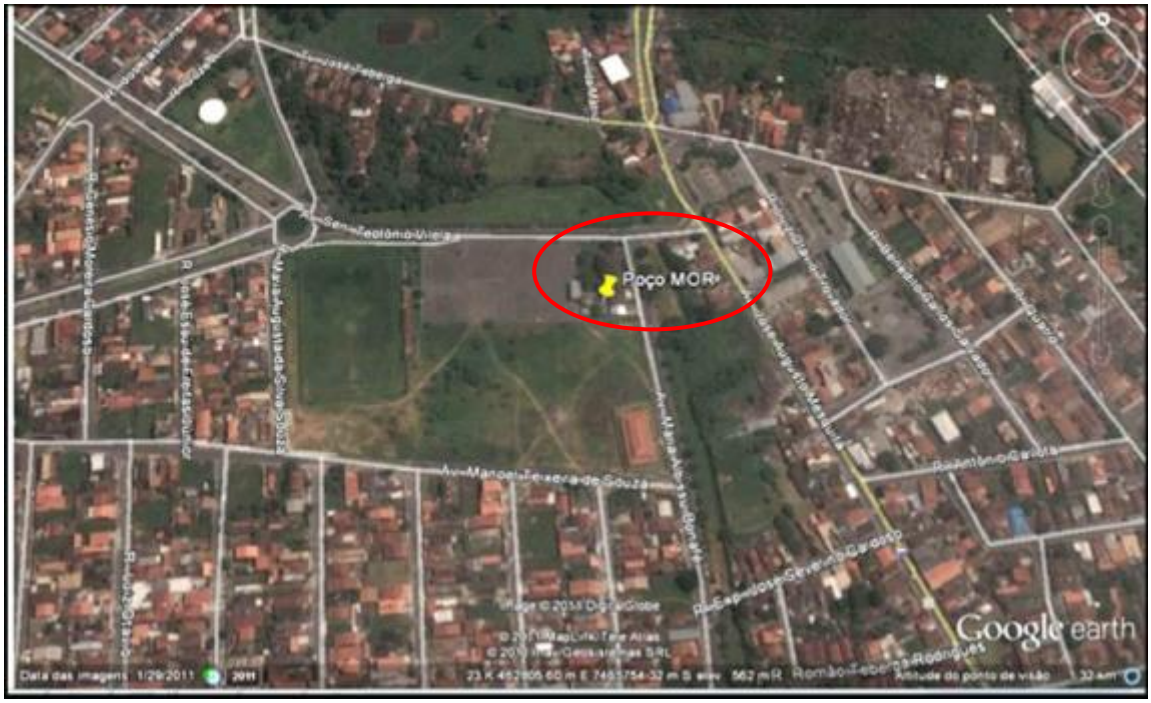

Figura 2 - Local onde foi realizada a sondagem. Unidade Básica de Saúde de Moreira César.
Fonte: Google Earth

1 O *RIFT* CONTINENTAL DO SUDESTE DO BRASIL (RCSB)

O *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (RICCOMINI, 1989) é uma depressão paleógena alongada, com pouco mais de 900 km de comprimento, que se estendem desde o Estado do Paraná (limite SW), até a região de Macaé-RJ (limite NE). Ele segue a linha de costa atual distando cerca de 70 km da mesma, com o oceano Atlântico na parte oriental (RICCOMINI et al.., 2004). (Figura 3)

O RCSB desenvolveu-se sobre gnaisses, migmatitos e rochas metamórficas de baixo a médio grau, que constituem o cinturão de dobramentos Ribeira gerado no Neoproterózoico/Cambriano, durante a Orogênese Brasiliana (HEILBRON et al.., 1995 *apud* RICCOMINI et al*.,* 2004). Este embasamento é cortado por um denso sistema de falhas transcorrentes, de direção E a ENE, falhas estas ativas até o final do Ciclo Brasiliano (HASUI e SADOWSKI, 1976 apud RICCOMINI et al., 2004)

Heilbron e Machado (2003) subdividiram a Faixa Ribeira em quarto unidades baseando-se em análises tectono-estratigráficas. De leste para oeste temos os terrenos Cabo Frio, Oriental, Klippe Paraíba do Sul e Ocidental A leste do Estado de São Paulo ocorrem em grande escala rochas gnássico-migmatíticas de médio a alto grau metamórficos pertencente ao Complexo Paraíba do Sul e Juiz de Fora. Este último faria parte do Estado de São Paulo, constituindo o substrato da Bacia de Taubaté (RICCOMINI et al., 2004)

A partir do Jurássico Superior a região esteve sujeita aos fenômenos relacionados inicialmente à Reativação Wealdeniana (ALMEIDA, 1967), que evoluíram sucessivamente para a ruptura continental e abertura do Atlântico Sul. Tem seu início assinalado pelo vulcanismo basáltico eocretáceo da Formação Serra Geral (RICCOMINI, 2004). Este tectonismo eocretáceo (Reativação Wealdeniana) posteriormente seria responsável pela reativação tectônica das estruturas ENE a E-W brasilianas que controlariam os trends estruturais das bacias que mais tarde se formariam.

Para Riccomini (2004) uma relação direta entre a instalação e desenvolvimento do RCSB com Evento Sul-Atlantiano é admitida de forma consensual nos dias atuais.

Na concepção de Riccomini (1989), o *Rift* Continental do Sudeste do Brasil pode ser subdividido em três segmentos:

O segmento ocidental engloba a Bacia de Curitiba, as formações Alexandra e Pariqüera-Açu, e os Grábens de Guaraqueçaba, Cananéia e Sete Barras.

O segmento central abrange as bacias de São Paulo, Taubaté, Resende e Volta Redonda, além dos depósitos das regiões de Bonfim e Cafundó.

O segmento oriental possui as bacias Macacu, Itaboraí e o Gráben de Barra de São João.

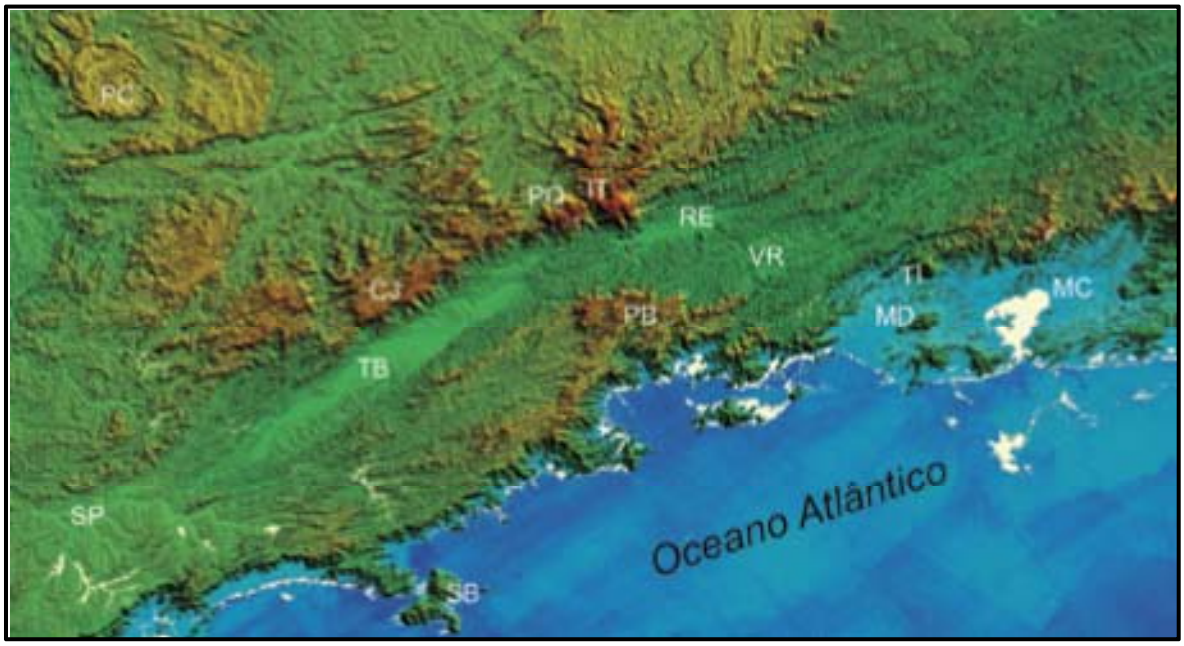

Figura 3 - Principais feições geomorfológicas do RCSB, entre as bacias de São Paulo e Macacu. No modelo de elevação do terreno destacam-se as bacias sedimentares de São Paulo (SP), Taubaté (TB), Resende (RE), Volta Redonda (VR) e Macacu (MC), dentre outros. Notar a marcante estruturação do embasamento, segundo a direção geral ENE a NE, com zonas de cisalhamento proterozóicas reativadas no Mesozóico e Cenozóico.
Fonte: Shuttle Radar Topography Mission (SRTM), United States Geological Survey (USGS), 2002 (RICCOMINI, 2004).

1.1 **O Segmento Central do RCSB**

Na Bacia de Volta Redonda são reconhecidas duas áreas principais de preservação dos depósitos sedimentares cenozóicos (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 a 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^2 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^2 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^2 a bacia em três compartimentos alongados segundo a direção NE, denominados, de sudoeste para nordeste, de São José dos Campos, Taubaté e Aparecida (RICCOMINI, 2004).

1.2 **A Superfície de Aplainamento Japi (SAJ)**

É uma feição geomorfológica marcante do sudeste do Brasil, sendo bem caracterizada por nivelar o topo das Serra do Mar e da Mantiqueira. Quando não deformada encontra-se cerca de 1200 m de altitude atingindo 2000-2100m nas regiões tectonicamente soerguidas (RICCOMINI, 2004).

Almeida (1964) inicialmente considerou a idade neocretácea sem excluir a possibilidade de que tenha continuado a evoluir durante o cenozóico. Já em 1976 Almeida sugeriu idade eocênica pelo fato de ter nivelado as intrusões alcalinas senonianas, uma vez que teria existido anteriormente à subsidência tectônica do segmento central do RCSB. Datações feitas em lavas alcalinas (65,65 ±0,05) sugeriram que a erosão do embasamento foi incipiente ou ausente e a partir desta dedução podemos dizer que a SAJ teria aplainado e nivelado toda área estudada até o fim do Cretáceo (RICCOMINI, 2004)

Sua importância está relacionada ao fato de ser um elemento fundamental de correlação regional existente para todo o embasamento pré-cambriano do sudeste do Brasil, além de marcar o início da sedimentação das bacias do rifte (ALMEIDA, 1976; 1983). Sua presença evidência uma fase de erosão generalizada, atuante até o limite Cretáceo/Paleoceno anterior à instalação do RCSB.

1.3 **Suas denominações**

O RCSB foi originalmente denominado Sistema de riftes da Serra do Mar por Almeida (1976) que 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. Posteriormente alterado por Riccomini (1989) para *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (RCSB) com o propósito de demonstrar que engloba uma região maior que a Serra do Mar e o termo *rift* foi usado no singular por ele entender que a feição era contínua. Zalán e Oliveira (2005) propuseram a denominação Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil (SRCSB), com a finalidade de enfatizar a idade geológica desse processo.

1.4 **Síntese do SRCSB**

Mais recentemente, Zalán e 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 as suas charneiras, a oeste das quais não ocorrem sedimentos cretáceos) de Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil (SRCSB) (Figura 4)

Segundo esses autores a história do SRCSB inicia-se, após ter cessado o rifteamento (134-114 Ma), com um levantamento de natureza epirogenética da crosta continental em resposta à passagem da Placa Sul-Americana sobre uma anomalia térmica (*hot spot* de Trindade). Este soerguimento neocretácico (89-65 Ma) foi acompanhado de intenso magmatismo de natureza alcalina sobre crosta continental não afinada e de natureza básica sobre crosta afinada. Entretanto, foi caracteristicamente desprovida de tectonismo. Um megaplanalto de cerca de 300.000 km^2 (Serra do Mar Cretácea) foi formado durante este período e transformou-se na principal área-fonte de sedimentos coniacianos-maastrichtianos das bacias de Santos, Campos e Paraná. O soerguimento teve fim no limite Cretáceo/Terciário e neste momento que a Superfície de Aplainamento Japi começou a erodir e nivelar as rochas em torno de 2.000 m em relação ao nível do mar. Este sistema tornou-se isostaticamente instável gerando o colapso do megaplanalto 7 Ma de anos após ter cessado o soerguimento. Durante boa parte do Cenozóico a crosta continental fendeu e afundou em diversas áreas lineares formando corredores de grábens (riftes) rotacionados gravitacionalmente, de oeste para leste, paralelos à costa.

A partir do Jurássico Superior teve início na região a Reativação Wealdeniana (ALMEIDA, 1967), representada na região por duas fases de magmatismo (DAEE, 1977). A primeira fase desenvolveu-se entre o Jurássico superior e o Cretáceo inferior e foi de caráter básico e intermediário, sendo responsável por inúmeros diques e *sills*. A segunda fase seguiu a primeira, tendo-se desenvolvido até o Terciário e teve caráter alcalino, estando representada por diques e pelos maciços de Ilha Bela, Itatiaia e Passa Quatro.

Os Autores delimitaram neste trabalho riftes de grandes dimensões, identificaram bordas falhadas/flexurais, zonas de acomodação, falhas transferentes

e compartimentos menores (grábens e sub-grábens e como resultado da identificação dessas estruturas definiram três grandes riftes ou corredores de grábens que são:

O Rifte do Paraíba do Sul engloba de oeste para leste os grábens de São Paulo, Taubaté, Resende, Volta Redonda e do Baixo Paraíba do Sul.

O Rifte Litorâneo engloba, de leste para oeste, os grábens da Barra de São João, Guanabara, Ubatuba, Santos, Ribeira do Iguape, Cananéia e Paranaguá.

O Rifte Ribeira engloba os grábens de Sete Barras e Alta Ribeira.

Este trabalho dará enfoque ao segmento central de acordo com Riccomini (1989), e Rifte do Paraíba do Sul de acordo com Zalan (2005), mais precisamente na bacia de Taubaté.

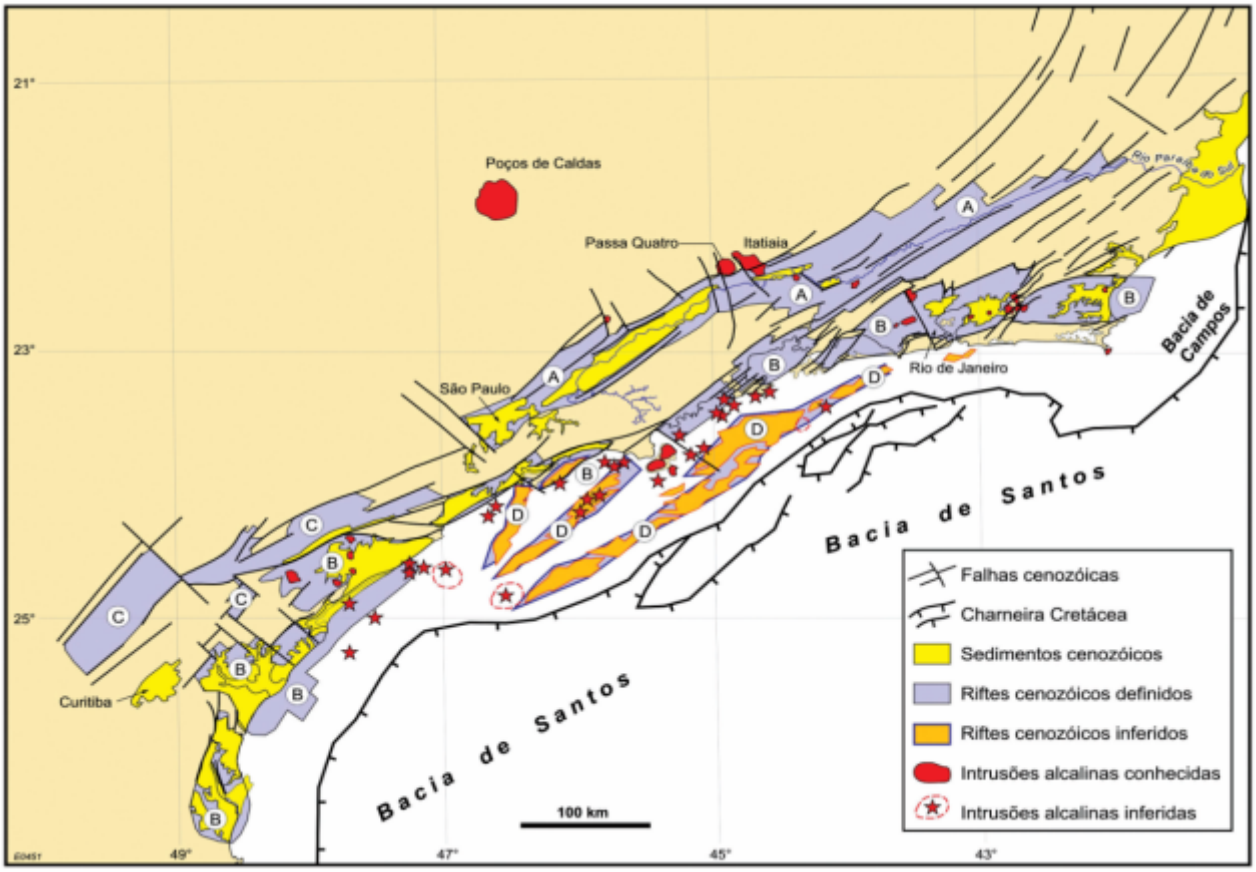

Figura 4 - Mapa de distribuição dos quatro riftes do SRCSB: (A) Paraíba do Sul, (B) Litorâneo, (C) Ribeira, e (D) Marítimo; de suas falhas limitantes, preenchimentos sedimentares, intrusões/lavas alcalinas, charneira cretácea das Bacias de Santos/Campos e o Rio Paraíba do Sul
Fonte: ZALÁN E OLIVEIRA, 2005.

1.5 **Rifte do Paraíba do Sul**

O Rifte do Paraíba do Sul encaixa completamente no 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 5). De oeste para leste, o Rifte 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 1.000m -1.500 m). A borda meridional da entidade maior, do rifte, é assumida no limite com a Serra do Mar (escarpas de 400 m-500 m), também por falha. 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.

Nos mapas geológicos do Sudeste brasileiro as extensas zonas de cisalhamento de direção NE/SW no embasamento geram um padrão geométrico rômbico/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 Maricá, no litoral fluminense (ortognaisses e rochas supracrustais do Terreno Cabo Frio, HEILBRON et al., 2000).

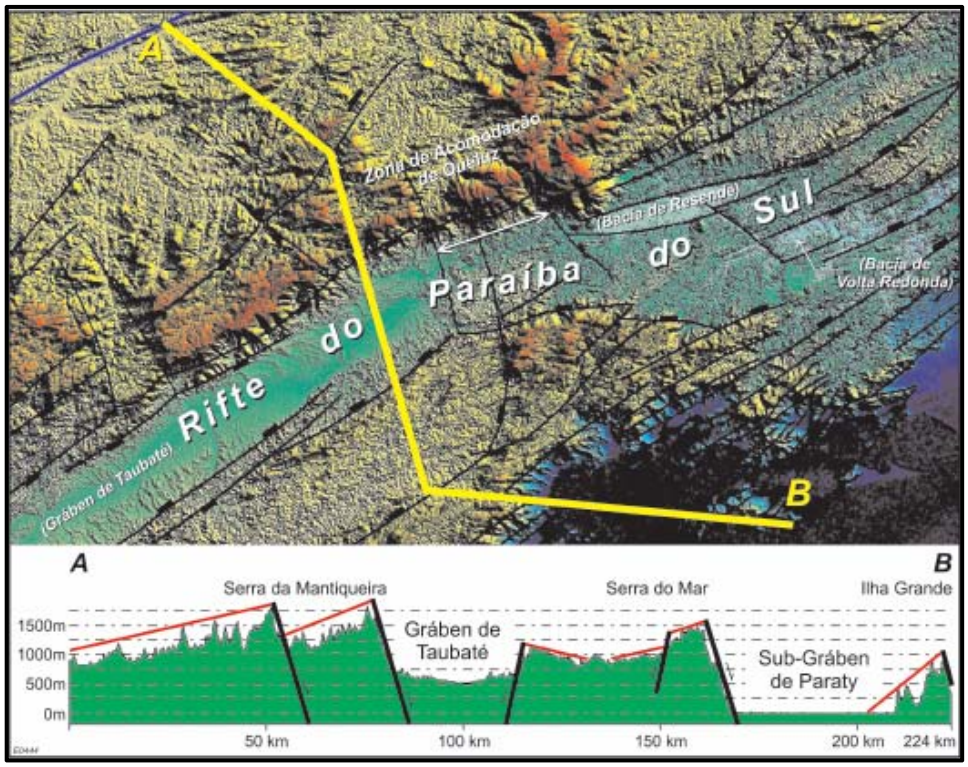

Figura 5 - Perfil morfo-estrutural interpretado do Rifte do Paraíba do Sul (Gráben de Taubaté) e do Rifte Litorâneo (Sub-Gráben de Paraty). Perfil típico de tectônica dominó. Linha vermelha representa interpretação da atitude atual da SAJ
Fonte: ZALÁN E OLIVEIRA, 2005.

1.6 **Tectonismo gerador e deformador**

Diversos modelos foram propostos para explicar os processos formadores das bacias que compõem o RCSB. Alguns autores como Macedo et al. (1991) e Padilha et al. (1991), defendem o modelo definido inicialmente por Zalán (1986),que classifica as bacias como de origem transcorrente, resultante da reativação com movimentação sinistral de falhas do embasamento. Já a maioria dos autores, dentre eles Riccomini (1989), Ferrari (2001), Riccomini et al. (2004),Salvador (1994),adotam o modelo proposto principalmente por Almeida (1976), de reativações de caráter distensivos (falhas normais) de zonas de cisalhamento preexistentes.

A atividade neotectônica é de grande importância nas bacias que constituem o RCSB, porém ainda são pouco numerosos os estudos dedicados a tectônica deformadora da área (RICCOMINI et al. .,2004)

Riccomini (1989), com base na análise das estruturas tectônicas (falhas com estrias, juntas e dobras) e suas relações estratigráficas com o preenchimento sedimentar, elaborou o primeiro modelo tectônico contemplando o tectonismo gerador e modificador para o segmento central do RCSB. O mesmo autor identificou além do evento distensivo formador, três eventos deformadores (Figura 6). Concluiu assim que a formação da depressão original do rifte e o concomitante preenchimento sedimentar e vulcânico teriam ocorrido no Paleógeno.

Entre o Eoceno e o Oligoceno a região entrou em processo tectônico distensivo com sentido NNW–SSE em função do basculamento termo-mecânico ocorrido na bacia de Santos, desenvolvendo um grande gráben orientado no sentido ENE e com mergulho para NNW (Figura 6/1). (RICCOMINI, 1989)

No Mioceno, movimentos transcorrentes sinistrais no sentido E–W ocorridos no sudeste do Brasil geraram uma componente distensiva de direção NW–SE e compressivo de direção NE–SW na região do RCSB. Como resultado desses processos houve a segmentação do gráben nas bacias de São Paulo, Taubaté, Resende e Volta Redonda pelo desenvolvimento das soleiras de Arujá, Queluz e Floriano, resultado da transpressão sobre fraturas antigas com orientação NW–SE (Figura 6/2) (RICCOMINI, 1989).

No Pleistoceno, houve uma inversão no sentido de movimentação do sistema de falhas transcorrentes, passando a ser dextral, invertendo também o sentido das zonas de compressão e distensão (Figura 6/3) (RICCOMINI, 1989). 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.

No Quaternário, a bacia de Taubaté entrou novamente em um processo tectônico distensivo com direção WNW–ESE (Figura 6/4) (RICCOMINI, 1989). 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. (Figura 6):

Segundo Riccomini (1989) o *Rift* Continental do Sudeste do Brasil, pela sua localização, tenderia a sofrer os empuxos resultantes dos estados de tensões nas bordas leste e oeste da Placa Sul-Americana. Mecanismos de extensão e

compressão ocorreriam em função de esforços relativos à deriva a oeste da placa e a subducção a leste.

Devido às evidências mostradas por Zalán e Oliveira (2005), onde estes autores caracterizaram as serras e vales/planícies intervenientes do Sudeste do Brasil como 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, pôde-se concluir que o SRCSB apresenta mais características de ter sido compartimentado ao invés de contínuo, como sugerido por outros trabalhos.

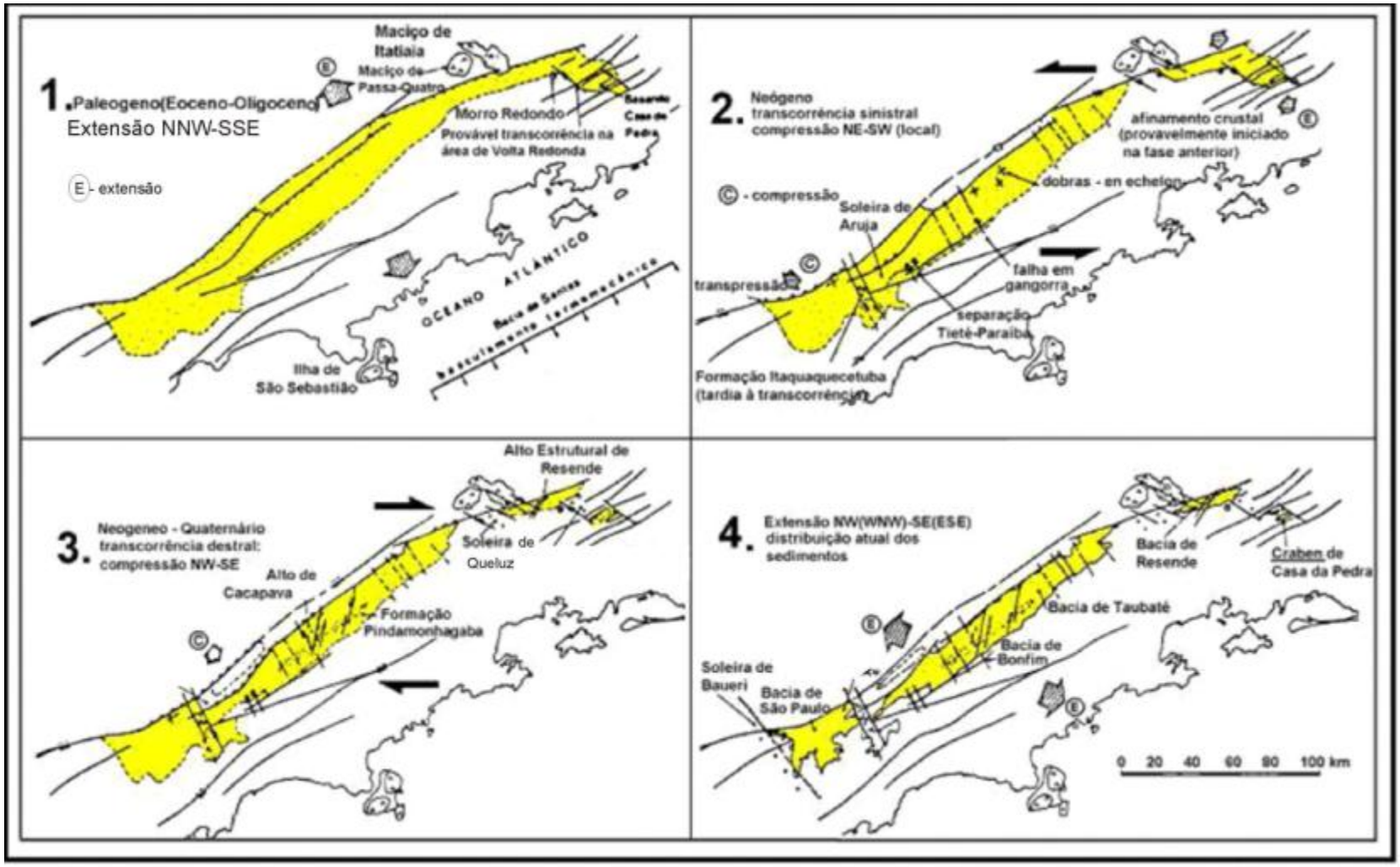

Figura 6 - Evolução tectono-sedimentar proposto para o *rift* continental do Sudeste do Brasil. Fonte: RICCOMINI,1989

2. BACIA DE TAUBATÉ

2.1. **Contexto geológico estrutural e arcabouço tectono-estratigráfico**

Mapas de distribuição das litofácies (RICCOMINI, 1989) (Figura 7), sondagens (Hasui e Ponçano, 1978) (Figura 8), linhas sísmicas (Marques, 1990) (Figura 9) e dados gravimétricos (FERNANDES E CHANG, 2001) (Figura 10) indicam que a bacia possui altos estruturais internos. Esta estruturação interna da bacia é caracterizada por grábens assimétricos, limitados por falhas e que, ao longo da bacia mudam a vergência formando um padrão alternado (Fernandes e Chang, 2002). Os altos estruturais de Caçapava, onde se encontram exposições de rochas do embasamento (CARNEIRO et al.,1976; *apud* RICCOMINI, 1989), e de Pindamonhangaba, recoberto por sedimentos são considerados zonas de transferência que subdividem a bacia em três compartimentos alongados segundo a direção NE, denominados: (a) São José dos Campos, posicionado a oeste do alto de Caçapava; (b) Taubaté, posicionado entre os altos de Caçapava e Pindamonhangaba; (c) Compartimento Aparecida, a leste do alto de Pindamonhangaba.

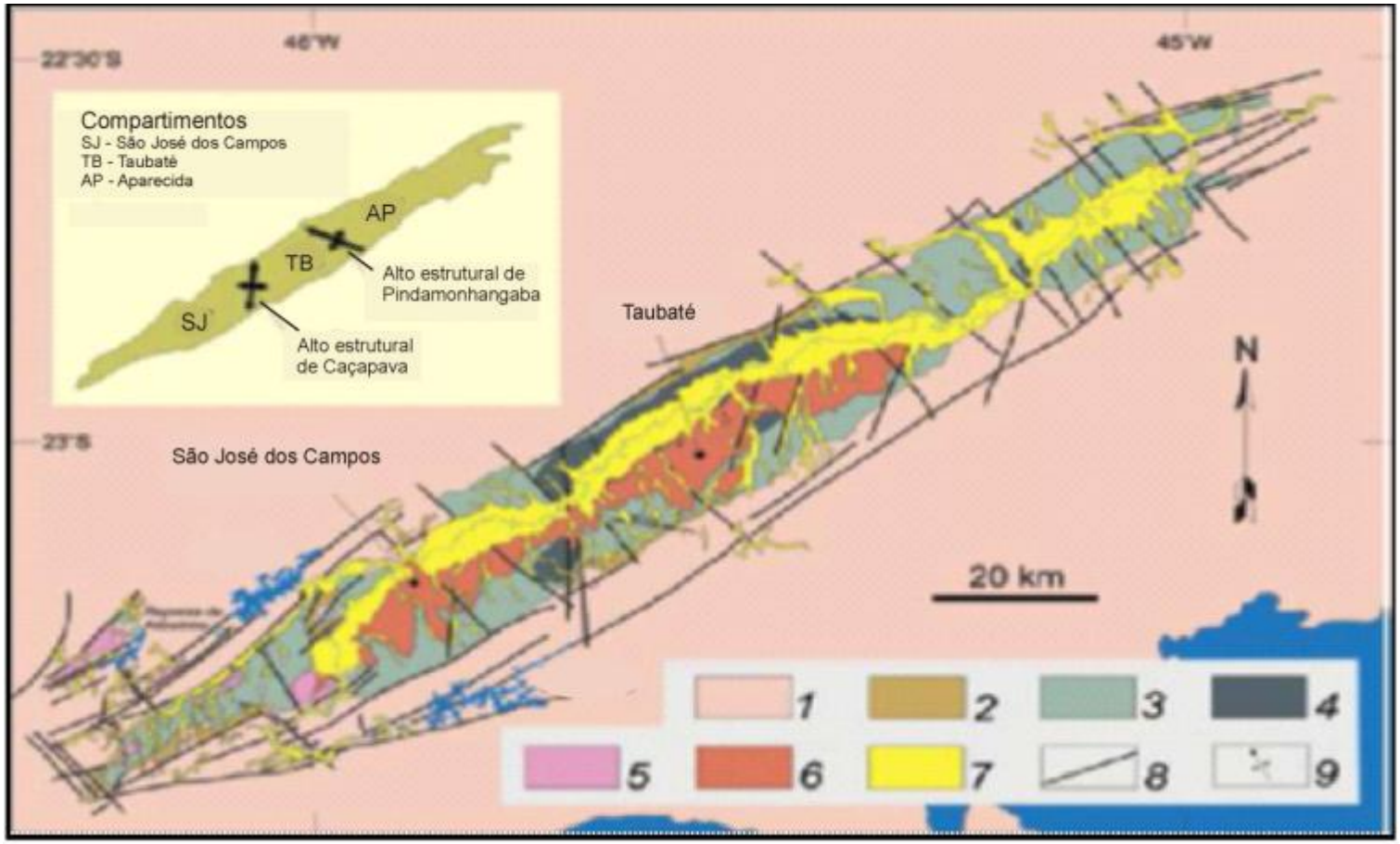

Figura 7 - Mapa geológico da Bacia de Taubaté 1) embasamento pré-cambriano; 2) Formação Resende (leques aluviais proximais); 3) Formação Resende (leques aluviais medianos a distais associados a planície aluvial de rios entrelaçados); 4) Formação Tremembé; 5) Formação São Paulo; 6) Formação Pindamonhangaba; 7) sedimentos quaternários; 8) falhas cenozóicas, em parte reativadas do embasamento pré-cambriano; 9) eixos de dobras principais.Reparar os compartimentos da bacia no quadro em destaque.

Fonte: Modificado de RICCOMINI, 1989

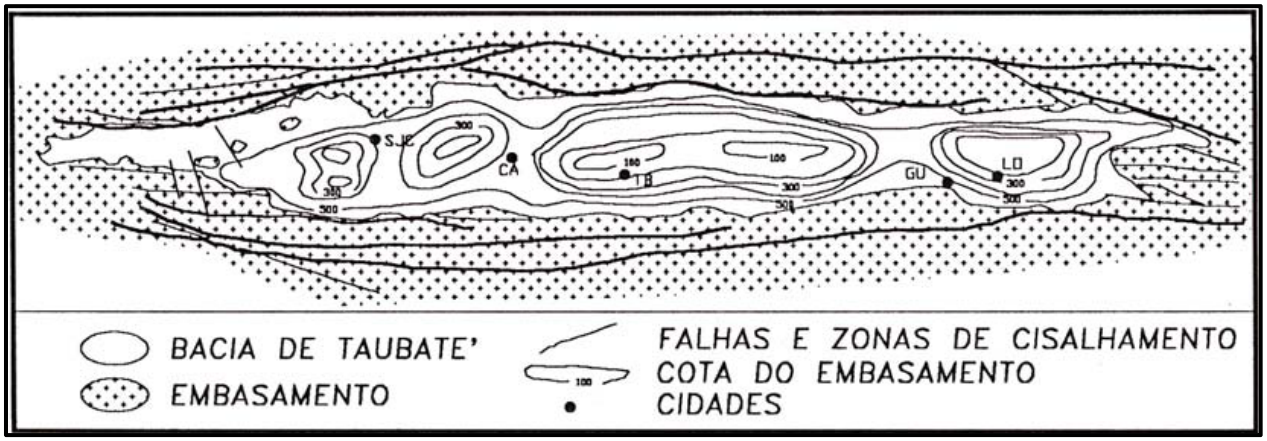

Figura 8 – Arcabouço estrutural da bacia de Taubaté apresentado por Hasui e Ponçano (1978).

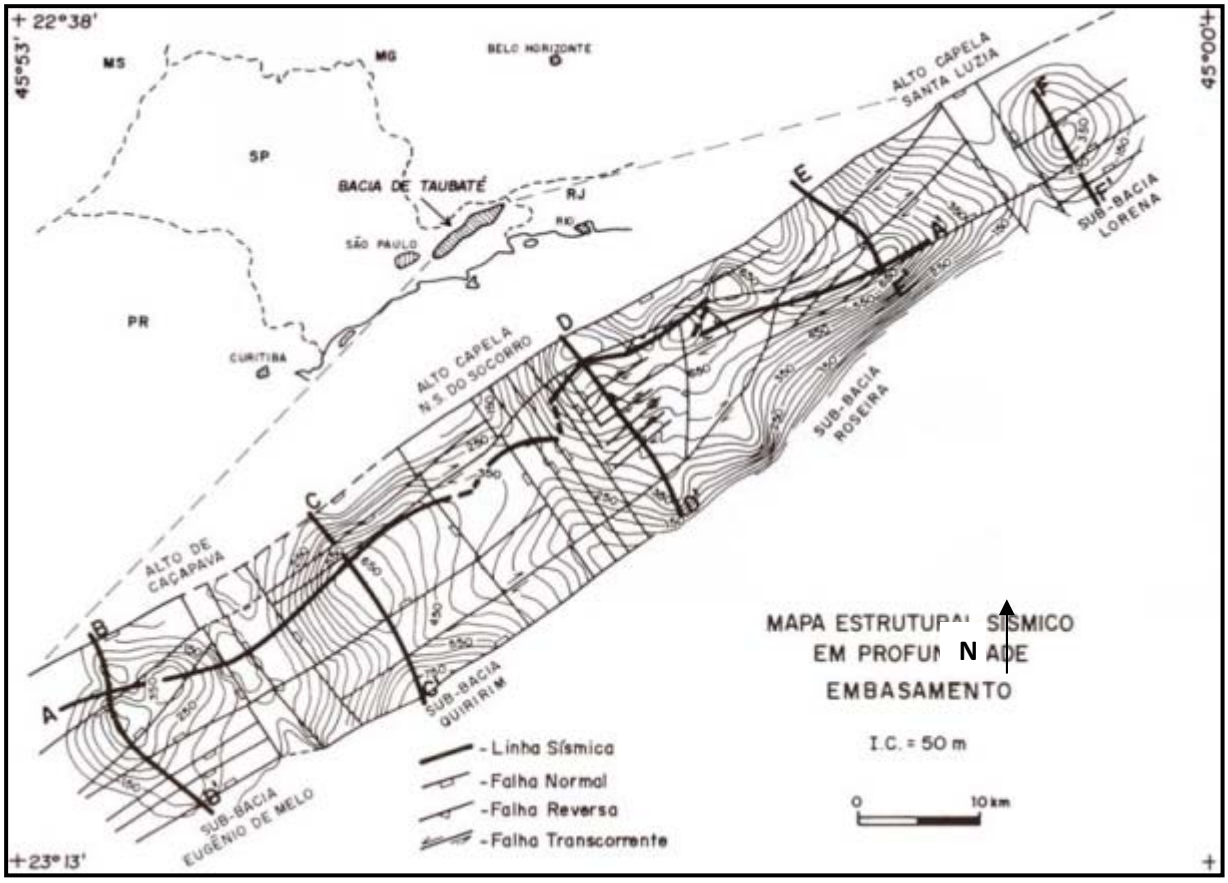

Figura 9 – Arcabouço estrutural da bacia de Taubaté apresentado por Marques (1990) com base em linhas sísmicas de reflexão.

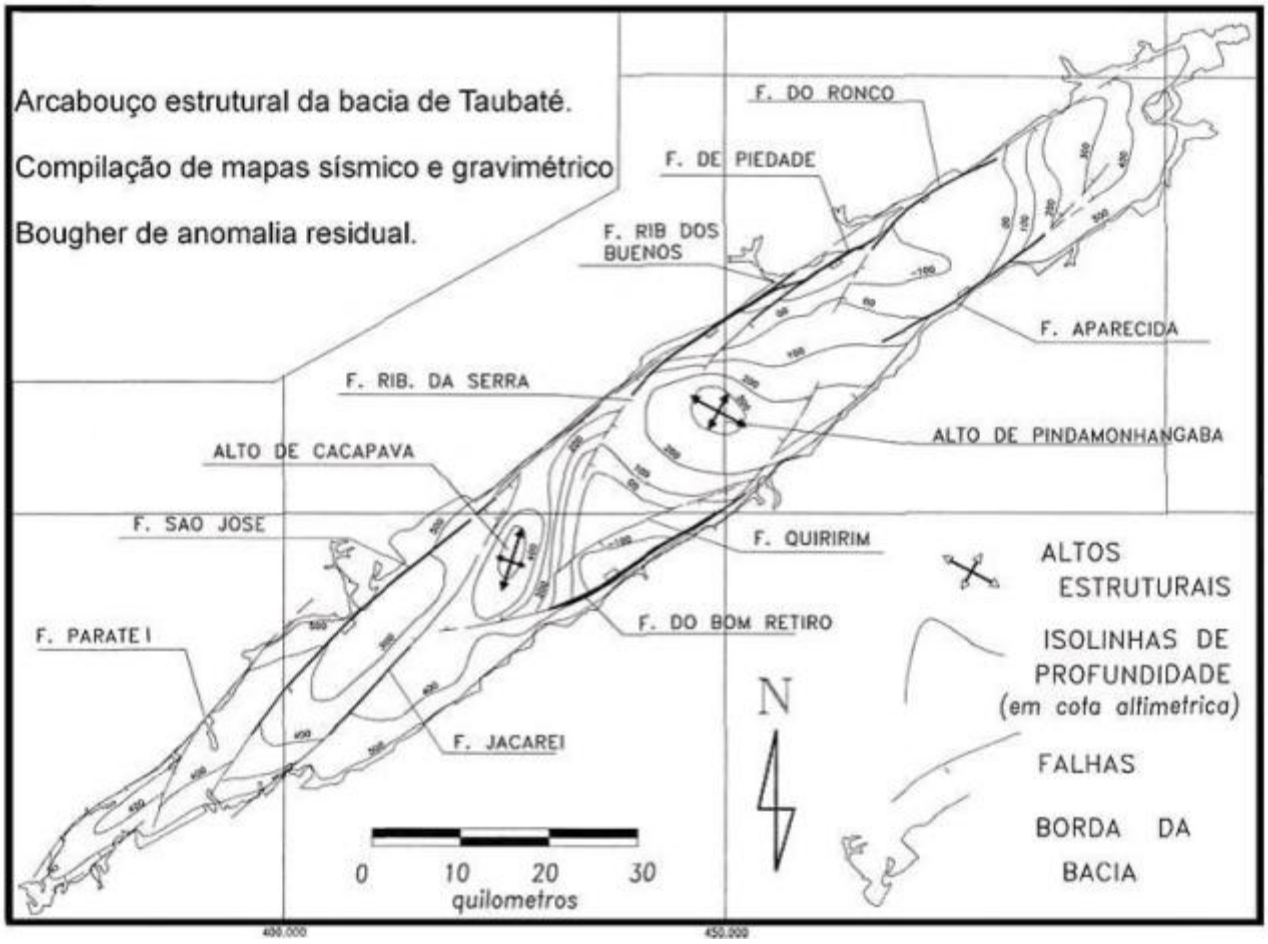

Figura 10 – Arcabouço estrutural da bacia de Taubaté proposto por Fernandes (1993) a partir de linhas sísmicas de reflexão e gravimetria. Observar os blocos invertidos.

O compartimento São José dos Campos de acordo com Marques (1990) é um hemi-gráben com assoalho inclinado para NW, contra a falha mestra de São José, atingindo espessura máxima de 300m de sedimentos (FERNANDES e CHANG, 2001). O compartimento Taubaté, também é um hemi-gráben com basculamento para SE controlado pela Falha de Quiririm, apresentando 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 assimétrica 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 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).

Segundo Riccomini (1989) (Figura 11) o preenchimento da bacia é dividido em duas fases: a primeira, sintectônica ao rifte, com a deposição dos sedimentos do Grupo Taubaté; e a segunda, posterior à tectônica diastrófica, com a deposição da Formação Pindamonhangaba e depósitos aluviais e coluviais quaternários posicionados ao longo das drenagens principais dos rios da região. Lembrando que a sedimentação foi essencialmente continental.

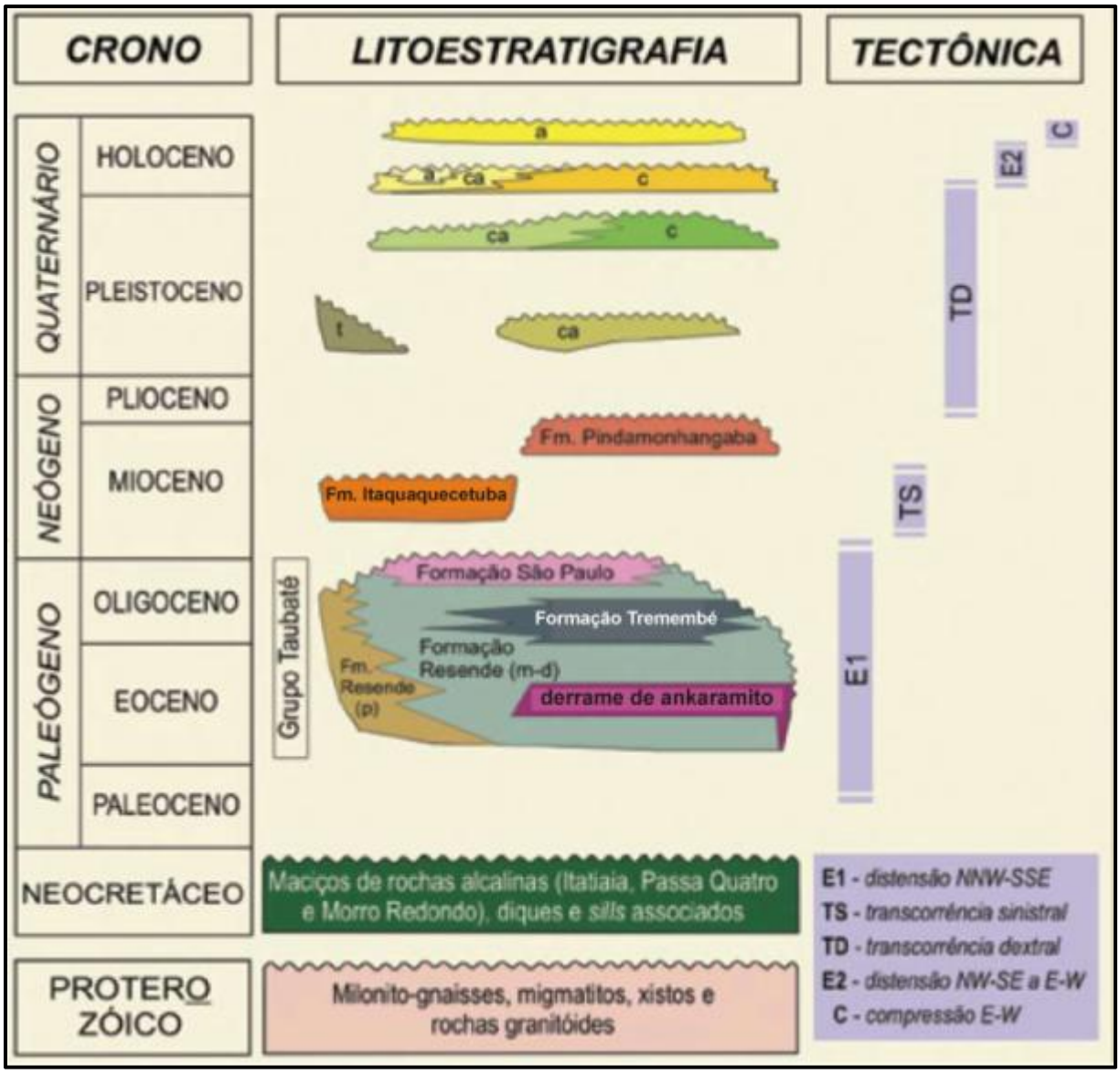

Figura 11 – Quadro litoestratigráfico e evolução tectono-sedimentar do segmento central do RCSB, onde a Formação Tremembé está estratigraficamente situada na porção intermediária do Grupo Taubaté,- Letras: p - leques aluviais proximais; m-d - leques aluviais medianos a distais associados à planície aluvial de rios entrelaçados; t -depósitos de tálus; c - depósitos coluviais; ca - depósitos colúvioaluviais; a – depósitos aluviais.
Fonte: RICCOMINi et al., 2004.

2.1.1 Evolução Tectono Sedimentar

Riccomini et al. (1987) apresentaram uma proposta de evolução tectono-sedimentar para o período Eoceno-Oligoceno (Grupo Taubaté) da bacia (Figura 12), onde o preenchimento sedimentar está divido em três fases: fase I, deposição de leques aluviais e lamitos arenosos associados ao desenvolvimento do rifte, sendo que o maior aporte ocorreu na borda norte da bacia; fase II, instalação de um sistema lacustre que se expandiu até um máximo transgressivo marcado por camadas de folhelhos betuminosos. Ocorrem também depósitos de inunditos e argilitos maciços floculados nas bordas do lago, relativos a cheias episódicas, que se intercalam a folhelhos betuminosos no centro. Foi identificado um evento de ressecação marcado por uma camada de calcário com feições de paleossolo (caliche) que, segundo os autores, pode ser considerado um marco regional e correlacionado a caliches existentes nos depósitos de leques aluviais sob a forma de nódulos e preenchendo fendas; e fase III, caracterizado pela implantação de um sistema fluvial meandrante que, como ambiente deposicional, persiste até o Recente. Riccomini (1989) postula uma origem relacionada ao campo de esforços extensionais na direção NNW-SSE, como consequência do basculamento termomecânico da Bacia de Santos, reativando antigas zonas de cisalhamento brasilianas por falhas lístricas, com caimento para o lado atlântico, provocando o emborcamento de blocos no sentido NNW, limitados por falhas. Após esse evento inicial, prosseguiram três fases subsequentes em uma alternância entre transcorrência sinistral e dextral, e consequentemente, de esforços trativos para compreensivos que, respectivamente, estaria ligado a alternâncias entre as taxas de abertura da cadeia meso-oceânica e a subducção da placa de Nazca sob a placa Sul Americana.

Marques (1990) e Fernandes (1993), com base em linhas sísmicas, apresentam interpretações que destoam daquelas apresentadas por Riccomini (1989). Para aqueles autores, as sub-bacias apresentam basculamentos invertidos e não uma direção geral para NW.

Azevedo Jr. (1991) e Fernandes (1993) classificam a bacia de Taubaté como sendo do tipo rifte, com base em elementos estruturais, como: falhas em zig-zag na

borda com a inversão da direção de basculamento dos depocentros, predominância de falhas normais e compartimentos assimétricos em seção e em planta. Estes elementos-chave foram descritos por Rosendahl.,1987(*apud* AZEVEDO JR., 1991) com base em estudos realizados no Rifte do Leste Africano.

O modelo tectono-sedimentar de Fernandes (1993) apresenta o início da subsidência da bacia a sul do compartimento de Quiririm e a norte do de Roseira, com a deposição de um sistema fluvial com pequeno lagos. O aumento do espaço de acomodação permitiu o desenvolvimento de um sistema flúvio-lacustre. Com a continuidade da subsidência e, segundo o autor, por um bloqueio da drenagem, implantou-se um amplo sistema lacustre (Fm. Tremembé) na região central da bacia, mas havendo uma predominância fluvial na sub-bacia de Eugênio de Melo. A diminuição na taxa de subsidência é evidenciada pela concentração dos depósitos lacustres na região central e nordeste da bacia. A implantação de um novo sistema fluvial e flúvio-lacustre (referentes à Formação Pindamonhangaba) com orientação axial pela erosão das zonas de barramento (altos estruturais) confirma a diminuição da taxa de subsidência. Os altos estruturais de Caçapava e Pindamonhangaba permaneceram como feições positivas desde o início da sedimentação, sendo que o primeiro separa a bacia de Taubaté em duas partes com comportamentos tectônicos diferentes: a primeira, situada a oeste, apresenta menor taxa de subsidência; enquanto na segunda, a leste, é mais intensa. Fernandes (1993) não relata a existência de um sill de diabásio dentro das unidades basais como foi mencionado por Marques (1990).

Zalan e Oliveira (2005) propõem que as altitudes atuais das montanhas que circundam os SRCSB foram resultados de soerguimentos. O primeiro pulso (entre 85 – 65 Ma) teria natureza regional e epirogenética, relacionado à passagem da Placa Sul Americana por uma anomalia térmica, soerguendo, desta forma, a Serra do Mar Cretácea de maneira maciça e uniforme, que passou então a constituir em megaplanalto de cerca de 300.000 km2 de área. Após ter cessado o soerguimento deste megaplanalto ocorreu o nivelamento por uma superfície de aplainamento.

O segundo pulso não foi de natureza ascensional, mas de colapso. A Serra do Mar Cretácea constituía um grande planalto maciço com flanco leste abrupto e grande desnível em relação às bacias adjacentes. Conforme a subsidência da bacia

progredia, gerou-se uma instabilidade isostática, levando ao colapso gravitacional do megaplanalto no final do paleoceno. O colapso continuou no Neo-eoceno/Oligoceno/Eomioceno, idade da maioria dos depósitos do SRCSB.

Em termos de evolução da bacia, é importante notar a ocorrência de estruturas típicas de exposição (gretas de contração) e de rochas papiráceas (pirobetuminosas), típicas de ambiente anóxico e de baixa energia, indicando variações eventuais da lâmina d'água desse paleo-lago durante a Época oligocênica que são identificáveis nos perfis geofísicos.

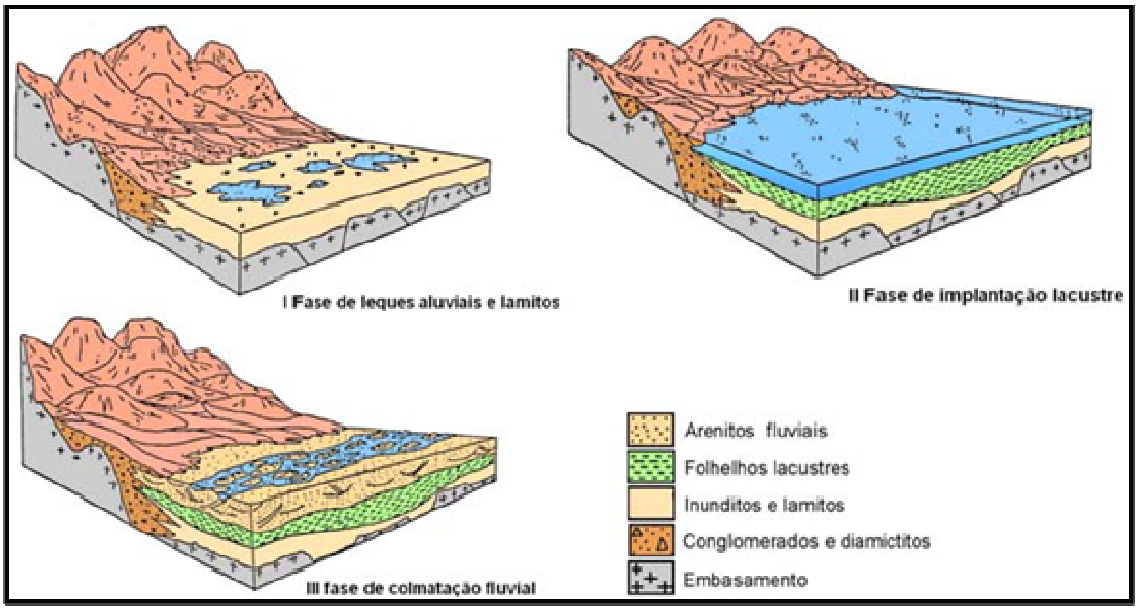

Figura 12 - Evolução sedimentar da bacia de Taubaté (modif. de Appi et al.. 1986; apud Riccomini et al., 1987).

2.2 **A Formação Tremembé**

Almeida (1955 apud Saad, 1990) foi um dos primeiro autores que interpretaram a Formação Tremembé como sendo lacustre. Riccomini (1989) indica que o sistema lacustre é do tipo playa-lake, de idade oligocênica, desenvolvido na porção central da Bacia de Taubaté.

Esta formação sempre despertou interesse acadêmico e econômico na qual resultaram inúmeros estudos dos mais variados (paleontológicos estratigráficos e econômicos). Tal formação é amplamente conhecida pelo seu rico e diversificado conteúdo fossilífero, existindo referências a restos de folhas e troncos de angiospermas, espículas de esponjas, tubos de vermes, gatrópodes, ostracodes, crustáceos, insetos (lepdóptera), peixes, aves, répteis (crocodilianos e quelônios) e mamíferos (quirópteros, taxodontídeos, roedores) (MEZZALIRA 1989). O conteúdo polínico de amostras da Formação Tremembé, atravessados pela sondagem de no 42 do Conselho Nacional do Petróleo (CNP), levou Lima et al. (1985) a indicarem idade oligocênica a esta unidade.

Durante a década de 50 do século passado, o extinto Conselho Nacional do Petróleo (CNP) perfurou 81 sondagens ao longo da bacia visando um estudo mais profundo sobre o potencial petrolífero da bacia devido à presença de folhelhos oleígenos na Formação Tremembé. Nessa mesma época foi conhecido o potencial econômico desta Formação, onde se iniciaram atividades extrativas de argilominerais esmectíticos com vistas à sua aplicação industrial. Estas argilas são empregadas no descoramento de óleos vegetais, na recuperação de óleos lubrificantes, em fundição e como agente higroscópico em fertilizantes.

A Formação Tremembé apresenta-se como a unidade mais significativa da porção central da bacia. A passagem do sistema de leques aluviais (Formação Resende) para o lacustre (Formação Tremembé) ocorre transicionalmente, pois a implantação da condição lacustre está ligada à evolução da bacia, que agora estaria mais larga, decorrência do incremento da subsidência do hemi-gráben (Figura 13) talvez aliado a uma fase de calmaria (RICCOMINI, 1989).

Para Melo et al. (1985) o desenvolvimento do paleolago Tremembé está associado ao barramento tectônico da drenagem, propiciando a deposição de sedimentos finos na parte central e grossos relacionados a leques aluviais nas bordas, principalmente na noroeste. Para Suguio (1969), o referido barramento deveria ter sido a soleira de Cachoeira Paulista, pelo fato de não se encontrar registros lacustre após esta estrutura. Riccomini (1989) e Sant'Anna (1999) interpretam a Formação Tremembé como o registro de playa-lake (Figura 14).

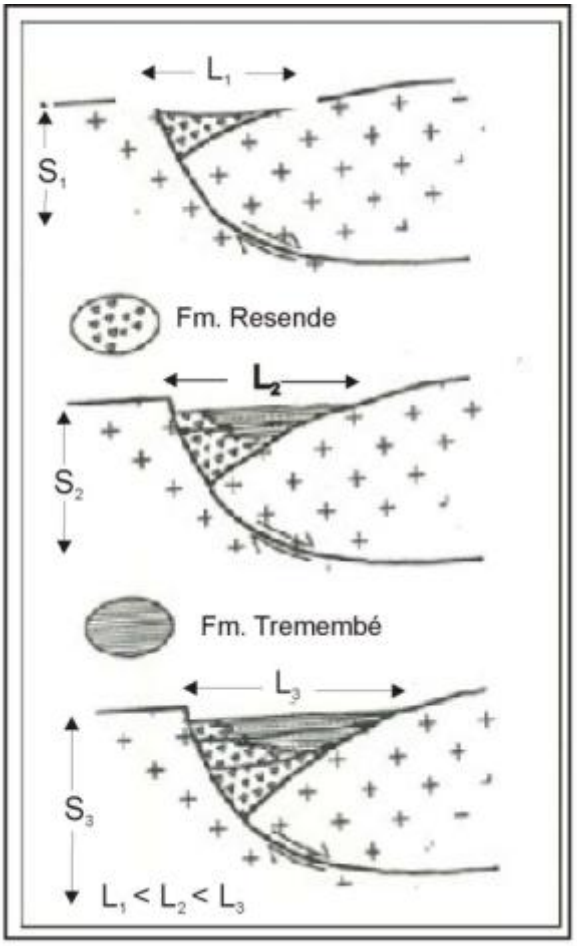

Figura 13 - Evolução sedimentar da Formação Resende e Tremembé; S- subsidência, l – largura (RICCOMINI ,1989)

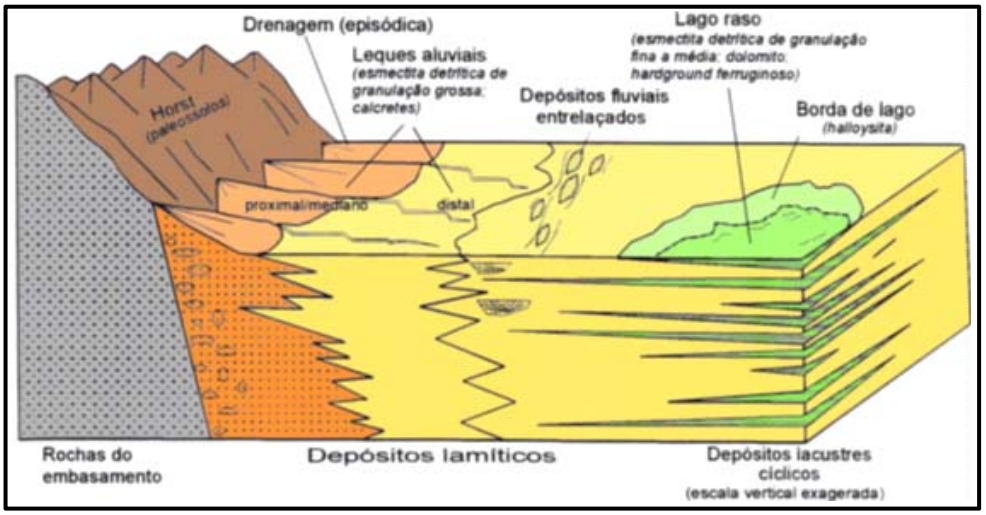

Figura 14 - Modelo deposicional proposto por Sant`Anna (1999, modificado), caracterizado por leques aluviais, rio entrelaçado e lagos restritos.

Riccomini (1989) reconheceu cinco litofácies principais na Formação Tremembé:

- fácies de argilitos verdes maciços, freqüentemente fossilíferos (presença de moldes de ostracodes e restos de aves) e, localmente, com gretas de contração e concreções carbonáticas de dimensões até decimétricas;
- fácies de dolomitos com textura microesparítica, coloração verde acinzentada a branca, restrita a porção central da Bacia de Taubaté, onde ocorrem como camadas tabulares e contínuas, de espessuras decimétricas, intercaladas nos argilitos maciços;
- fácies de ritmitos formados pela alternância de lâminas ou camadas centimétricas de folhelhos e margas. Os folhelhos são de cor castanha a cinza escuro, laminados, localmente papiráceos, fossilíferos (presença de restos de peixes, coprólitos e impressões de plantas) e pirobetuminosos. As margas, por sua vez, são ricas em ostracodes;
- fácies de arenitos com estratificação cruzada sigmoidal, granodecrescência ascendente de areia média, ocasionalmente areia grossa ou grânulos, até silte, forma de lobos, presença de laminações cavalgantes (climbing ripples), estando bem desenvolvida unicamente na borda norte da Bacia de Taubaté;
- fácies de arenitos grossos, arcoseanos, conglomeráticos, localizadamente conglomerados polimíticos. Desenvolvem-se como camadas tabulares de grande persistência lateral, espessuras decimétricas a métricas e base erosiva. Apresentam gradação normal de arenitos grossos com seixos de argila na base, até arenitos finos quartzosos, com laminação cavalgantes (climbing ripples); para o topo ocorrem siltitos bioturbados e argilitos com gretas de contração. Estes sedimentos intercalam-se nos argilitos verdes maciços na porção central da Bacia de Taubaté.

Na Extrativa ALIGRA, município de Taubaté, ocorre uma camada de dolomita que tem gerado controvérsias. Para Ferreira (1984) apud Freitas e Appi, (1987), trata-se de um caliche associado à paleossolo carbonático posteriormente diagenizado, desenvolvido em um evento de contração, o que é corroborado pelos altos valores de δ O18/O16 (+11,8 a +12,7) obtidos por Freitas e Appi (1987). Para

Riccomini (1989) e Sant'Anna (1999), esta camada estaria associada a fases de hipersalinidade do lago e não de paleossolos carbonáticos.

Riccomini (1989) atribui ao aumento da profundidade da lâmina de água do lago a passagem sucessiva de dolomitos para argilitos verdes e folhelhos pirobetuminosos. A diminuição na concentração de sais permitiu a decantação por floculação dos argilitos verdes que se depositaram em épocas de lâmina d'água baixa no lago, os quais gradam para os folhelhos pirobetuminosos, os quais correspondem à sedimentação lacustre com lâmina de água espessa, com restos de peixes e vegetais. Os arenitos com estratificações cruzadas sigmoidais, presentes na borda norte da Bacia de Taubaté, marcam a chegada de leques aluviais diretamente no lago, formando depósitos do tipo leque deltáico. O fato de esta fácies estar bem caracterizada em posição estratigráfica aparentemente de topo em relação ao sistema lacustre, sugere que o delta estava colmatando o lago.

Riccomini (1989) apontou para os arenitos grossos da porção central da Bacia de Taubaté uma origem ligada a processos tipo sheet-flood, ocasionados por enchentes esporádicas, depositando corpos de inunditos nas bordas do lago.

3. PRECEITOS METODOLÓGICOS

3.1 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).

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 sequências 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).

Comparando o modelo clássico de estratigrafia de sequências com o modelo para bacias do tipo rifte é possível constatar que os processos responsáveis por influenciar a geometria das sequências siliciclásticas se diferem. De acordo com o modelo clássico de Posamentier e Vail, (1988), o aporte sedimentar, o espaço de acomodação e a fisiografia da bacia são responsáveis pelo controle geométrico das sequências. Este modelo considera a taxa de subsidência e o aporte sedimentar constantes, sendo assim, a variação eustática é o principal fator que controla o espaço de acomodação. Já em bacias do tipo rifte o espaço de acomodação está associado tanto à taxa de subsidência como a variação do nível d'água do lago. Por sua vez, o aporte sedimentar e as variações do nível do lago seriam controlados pelas mudanças climáticas (FRAZIER, 1974).

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 (a água estratifica, pois a diferença de temperatura entre a superfície e o fundo é maior por causa da grande incidência de raios solares), 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).

De uma forma geral, podemos dividir o ambiente lacustre em proximal e distal (TALBOT E ALLEN, 1996).

A região proximal é tipicamente caracterizada por sedimentos mais grossos (areias e cascalhos), depositadas nas proximidades de desembocaduras de rios, e podem organizar-se na forma de praias, cúspides ou mesmo ilhas-de-barreira. Fandeltas ocorrem em lagos situados próximos a blocos altos e falhas. A formação de praias é controlada pelo relevo do lago e pela presença de pântanos (absorvem a energia das ondas e acumulam sedimentos microclásticos (TALBOT E ALLEN,1996).

Dependendo da profundidade, qualidade da água e da luminosidade, nas partes rasas do lagos podem se desenvolver esteiras algálicas.

A região distal, tal qual o ambiente marinho, é tipicamente uma área de acumulação, sendo que o processo sedimentar mais característico é a decantação de pelágicos. A taxa de sedimentação, por motivos claros, é menor que naquelas dominadas por rios, assim como em lagos autotróficos. A granulometria é dominada por partículas finas (argila e silte) e agregados, que necessitam de condições hidrodinâmicas (estratificação da coluna d'água, ventos, correntes e etc.) especiais para a decantação. Dependendo do grau de oxidação/redução é a região mais propícia para o acúmulo de matéria orgânica.

As rochas geradoras de petróleo (folhelhos) de origem lacustre são tidas como constituídas predominantemente por querogênios do tipo I (Tissot e 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).

3.1.1 Aspectos genéticos, tectônica e sedimentação.

Segundo Lambiase (1990), os registros lacustres possuem em comum características sedimentares semelhantes e posição estratigráfica similar em bacias do tipo rifte, independente da idade, clima e localização geográfica.

Variações na ocorrência, distribuição e tipo de sedimento são atribuídas a diversos fatores, sendo que o clima exerce o maior controle devido às mudanças rápidas no regime hidrológico, enquanto a tectônica apresenta maior controle na morfologia do lago e na bacia hidrográfica (SÁEZ E CABRERA, 2002; LAMBIASE, 1990).

Frostick e Reid (1989) admitem que não seja fácil separar os efeitos climáticos e tectônicos no preenchimento sedimentar de riftes intracontinentais. Magnavita e Silva (1995) estudando o rifte da Bacia do Recôncavo (Brasil) reconhecem que os efeitos tectônicos variam segundo uma curva de baixa frequência (da ordem de milhões de anos), enquanto os efeitos climáticos são de mais curta duração, seguindo uma curva de alta frequência (da ordem de milhares de anos; Figura 15).

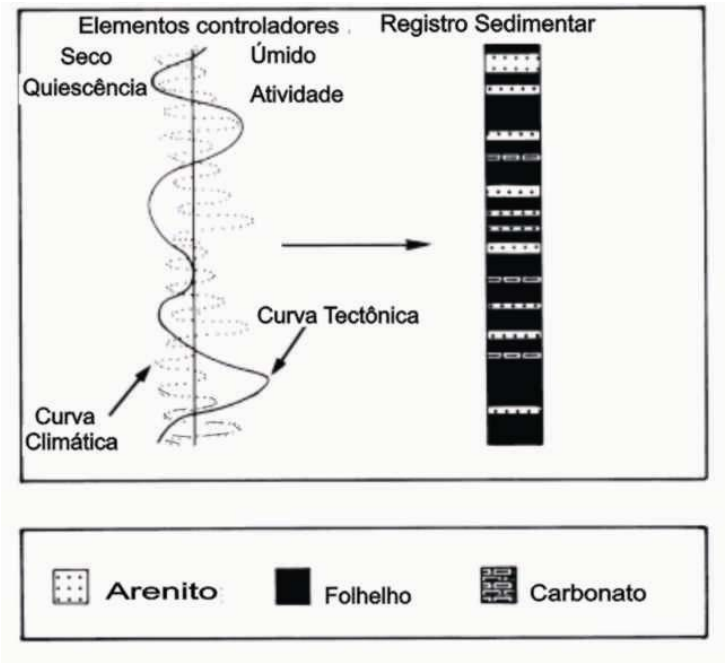

Figura 15 – Elementos controladores do preenchimento sedimentar em bacias rifte intracontinentais. Notar que enquanto o tectonismo varia segundo uma curva de mais baixa freqüência (da ordem de milhões de anos), o clima varia de acordo com uma freqüência mais alta (da ordem de milhares de anos; (MAGNAVITA E SILVA, 1995).

Mudanças climáticas afetam o comportamento do nível do lago, produzindo variações de alta amplitude e curta duração principalmente em lagos tropicais que se comportam como sistemas fechados onde a evaporação é o principal mecanismo de eliminação de água.

Outro importante elemento no controle do nível de lagos tectônicos são os efluentes, definidos como pontos específicos do terreno por onde escoa o excesso de água de um lago. A presença ou não desta feição hidrográfica define os regimes hidrológicos de um lago, classificados, respectivamente, de lago aberto e lago fechado (ALLEN E COLLINSON, 1986;COHEN, 1989; OLSEN, 1991).

Chiossi (1997) afirma que os efluentes devem ser considerados como um elemento novo na discussão da Estratigrafia de Seqüências de lagos tectônicos, uma vez que os mesmos agem como limitadores das subidas do nível do lago, tendo por isso um importante efeito no espaço de acomodação. Este autor admite que durante os períodos de lago aberto (regulado por um efluente), o espaço de acomodação é controlado basicamente pela subsidência. Por outro lado, clima e

tectonismo exercem um papel importante no controle dos efluentes, uma vez que o primeiro condiciona a existência dos mesmos (excesso de água no sistema), e o segundo controla sua posição geográfica e elevação topográfica.

Lambiase (1990) sugere que lagos largos e profundos somente podem se desenvolver em uma fase específica da evolução tectônica do rifte, sendo que o clima e demais fatores determinam se o lago existirá ou não.

O modelo tectônico discutido por Lambiase (1990) é aquele apresentado por Rosendahl (1987) e discutido para a bacia de Taubaté por Azevedo Jr. (1990) e Fernandes (1994). Nele, se aceita que um rifte continental possui a forma geral de um hemi-gráben, sendo compartimentado por zonas de acomodação. Estas zonas são topograficamente mais altas que o fundo do gráben, mas mais baixas que as bordas do rifte. Consequentemente, formam sub-bacias distintas com características estruturais e deposicionais próprias. Em adição, cada bacia possui um mergulho axial em contraposição ao outro.

Toda essa geometria exerce influência na sedimentação lacustre, principalmente condicionando a drenagem. As ombreiras do rifte, em função da altura e geometria, defletem os rios para fora da bacia, limitando o influxo sedimentar. Dentro do gráben, a borda formada por flexura ou falhas de pequeno rejeito possui maior aporte sedimentar pela entrada de rios. Dois pontos que normalmente possuem alta taxa de sedimentação são os limites do rifte, onde geralmente não há barreiras para sedimentação, e próximos às zonas de acomodação.

Alterações na distribuição e no tipo de fácies sedimentares no sistema lacustre ocorrem quando a taxa de sedimentação excede a taxa de rejuvenescimento topográfico (soerguimento do bloco alto).

Sequências lacustres maiores geralmente possuem contatos nítidos ou discordantes com unidades sotopostas e refletem desenvolvimento rápido de máxima profundidade até o raseamento com possível exposição sub-aérea. Esta evolução é consequência da interação entre a topografia, taxa de subsidência e taxa de sedimentação. A topografia possui tanta importância quanto a disponibilidade de água no desenvolvimento de lagos em bacias de rifte (LAMBIASE, 1990).

3.1.2 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 E JANSSON, 2002).

Os lagos de Rifte têm como características a reduzida extensão superficial em relação à profundidade (e.g. Fm. Candeias, bacia do Recôncavo e os lagos de Rifte do Leste Africano) 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 e 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 hidrologicamente 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 hidrologicamente 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 E 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 E 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 E ALLEN, 1996; REEVES, 1968; HAKANSON E JANSSON, 2002). A radiação solar é a principal fonte de calor, havendo também diversos casos de fontes geotermais 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. 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).

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 16). 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.

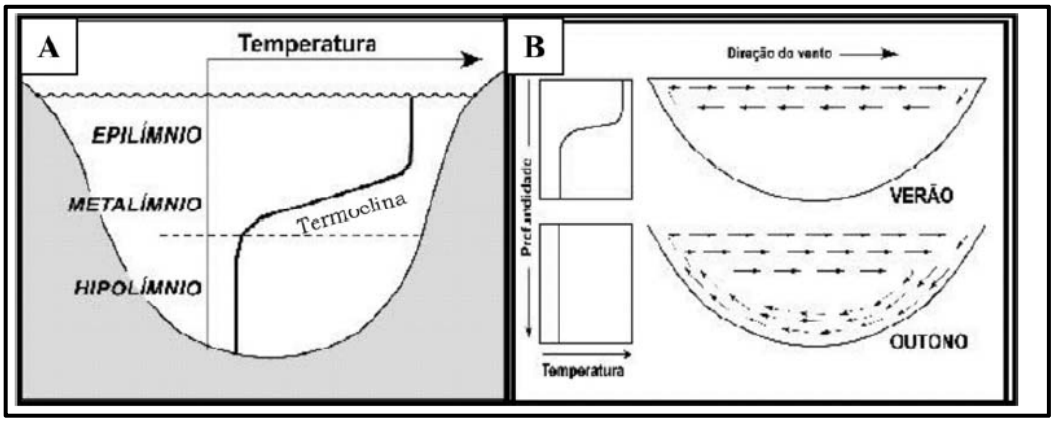

Figura 16 - Representação esquemática da estratificação térmica da coluna d'água de um lago (A) e padrão de circulação da massa d'água em lagos de regiões de clima temperado durante o verão e o outono (B). Modificado de Wetzel (1983).

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-) e sódio (Na2+) são predominantes, nos lagos podem ocorrer elevadas proporções de outros íons como cálcio (Ca2+), magnésio (Mg2+), potássio (K+), bicarbonato (HCO3-) e sulfato (SO42-) (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).

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). A partir da associação faciológica, este autor observou que havia grande flutuação do lago, ora mais fundo, ora mais raso. Este rebaixamento propiciava o aumento da concentração de carbonato de cálcio na água, observada na grande concentração de ostracodes. Por fim o lago Tremembé foi classificado como um sistema lacustre fechado, oligomítico e eutrófico, depositado em clima semi-árido.

A partir da análise dos altos teores de COT obtidos nesta pesquisa, pôde-se constatar que o grau de anoxia no ambiente era elevado, sendo assim, esse ambiente parecia ser profundo apresentando grande lâmina d'água. Com base nesta constatação, a variação da lamina d'água sugerida por Torres-Ribeiro não se encaixa nesse contexto, podendo o autor ter interpretado essa pouca variação do nível d'água como sendo oriunda dos subciclos dentro dos ciclos deposicionais e estes pequenos ciclos estariam ligados às frequentes variações climáticas.

3.2 **Estratigrafia em Sistemas Lacustres**

Lagos são corpos d'água interiores sem comunicação direta com o mar e suas águas têm em geral baixo teor de íons dissolvidos, quando comparadas às águas oceânicas. Exceto lagos em regiões áridas ou submetidas a longos períodos de seca onde ocorre elevada precipitação de sais.

Na formação de lagos, são de grande importância os fenômenos endógenos (originários do interior da crosta terrestre) e exógenos (a partir de causas exteriores à crosta). Como exemplos dos primeiros, podem ser citados os movimentos tectônicos e vulcânicos, e dos segundos, as glaciações, a erosão e a sedimentação. (ESTEVES, 1988)

Diversos estudos têm demonstrado a resposta sedimentar às variações do nível de lagos, atuando como nível de base, principalmente no sistema de lagos do rifte leste africano (SCHOLZ et al, 1990).

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.

Os principais fatores responsáveis pelas variações do nível do lago são: (i) clima, (ii) tectônica e (iii) eventos vulcânicos, e estes fatores controlam o desenvolvimento das sequencias deposicionais. As mudanças climáticas podem ser responsáveis por grandes taxas de variação do nível do lago chegando até 100 m em 1000 anos, conforme Cohen (1984 apud DELLA FAVERA,2001) relata nos lagos de rifte do leste africano. A tectônica distencional influencia podendo provocar quedas no nível relativo do lago, uma vez que são gerados novos espaços no interior da bacia redistribuindo o volume de água. No entanto, pode não haver modificação no nível do lago a depender do balanço hídrico que estiver sujeita a bacia (SILVA,1993).Já o vulcanismo pode ser o responsável por uma redução do volume da bacia provocando uma subida do nível do lago, sendo observados desde casos de ausência até casos de preenchimento total da bacia por lavas (Silva, op. cit)

Blair e Bilodeau (1999) propõem um modelo tectônico de duas fases, relacionando a cada uma delas uma associação de fácies dominante. Períodos de intensa atividade tectônica (incremento da taxa de subsidência/soerguimento; Figura 17a) teriam sequências com predomínio de clásticos mais finos de fundo de lago e de sistemas fluviais longitudinais. Períodos de quiescência tectônica (taxa de erosão maior que a taxa de soerguimento das ombreiras; Figura 17b) teriam sequências com predomínio de depósitos progradantes de leques aluviais e vales incisos.Os leques aluviais por ventura depositados durante os períodos de maior taxa de subsidência assumirão um padrão agradacional e serão mais confinados.

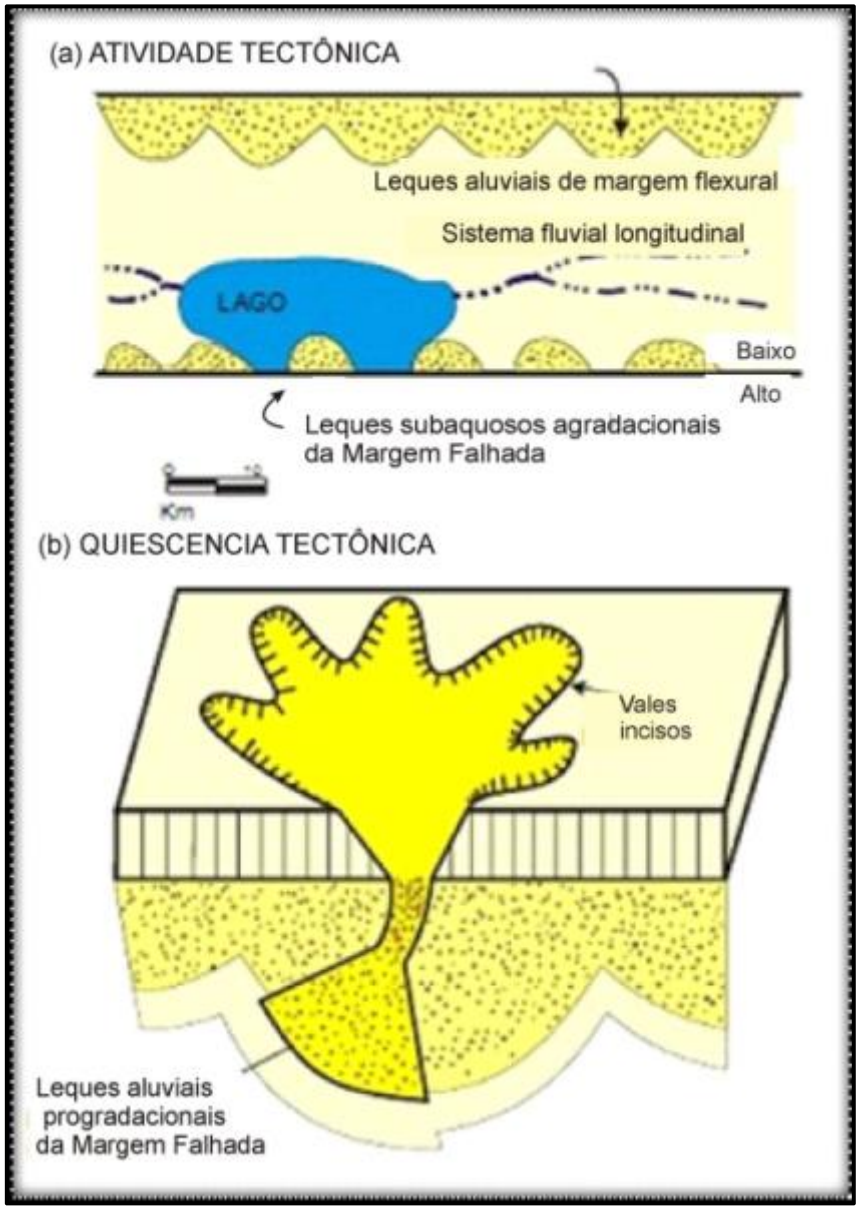

Figura 17 – Modelo de duas fases para sedimentação em lagos tectônicos (Blair e Bilodeau, 1988). Durante os períodos de atividade tectônica (a) predominam depósitos lacustres e sistemas fluviais longitudinais. Durante os períodos de quiescência (b) o domínio é desistemas de leques aluviais progradacionais associados a vales incisos.
Fonte: Modificado de Blair,1987.

Heller et al. (1988) propuseram um modelo semelhante ao proposto por Blair e Bilodeau (1988), também admitindo que o preenchimento sedimentar dos lagos tectônicos é controlado pela alternância de fases de tectonismo e de quiescência.

Períodos de incisão e agradação 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, 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 e Reid (1989) sustentam que em ambientes de rifte ativo existe a tendência de se explicar as variações observadas na sedimentação por efeitos de falhamentos. Observa-se, entretanto, que para riftes intracontinentais, onde se implantam bacias lacustres, as flutuações climáticas são de fundamental

importância. A natureza da sedimentação depende diretamente do clima predominante.

3.3 **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 E WELTE, 1984). No Brasil, no entanto, as geradoras lacustres assumem posição de destaque em grande parte de nossas bacias sedimentares.

A quantidade de matéria orgânica preservada num sistema lacustre é basicamente o resultado do balanço 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 lacustres 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.

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 e 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 E 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.

3.4 **A Geoquímica Orgânica do Petróleo**

A geoquímica orgânica é uma ferramenta que utiliza os princípios da química para o estudo da origem, migração, acumulação, exploração e produção do petróleo (óleo ou gás), assim como no apoio à resolução de problemas de contaminação e de poluições ambientais (HUNT, J. M, 1995)

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 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,).

3.5 **A Estratigrafia Química**

A quimioestratigrafia ou estratigrafia química usa o DNA da química em sequências sedimentares para correlação estratigráfica. É uma importante ferramenta estratigráfica que é aplicada na combinação com bio- e magnetoestratigrafia. Parâmetros geoquímicos usados para estratigrafia foram originalmente desenvolvidos e utilizados como referência para mudanças paleoambientais.Muitos desses parâmetros químicos revelou registro – em graus diferentes – de mudanças globais no clima e oceanografia. Essas mudanças deixaram assinaturas em registros sedimentares marinhos e terrestres (WEISSERT,2008)

A Estratigrafia Química é uma técnica estratigráfica que envolve a aplicação dos dados da geoquímica orgânica e inorgânica para caracterizar e correlacionar estratos. O estudo quimioestratigráfico pode ser aplicado em diversas áreas do conhecimento, desde as mais conhecidas, como a Geologia do Petróleo (identificação de eventos anóxicos, correlação estratigráfica), que é o foco deste trabalho, como também na sedimentologia (estudos de proveniência de sedimentos), paleoceanografia (estudo da variação de temperatura da massa d`água, condições biogeoquímicas marinhas de deposição de sedimentos), paleoclimatologia (influência das calotas polares na variação isotópica de oxigênio em carbonatos ao longo do tempo geológico), geologia econômica (caracterização de ambientes e proveniência de sedimentos que conduziram a formação de determinados tipos de depósitos)

O termo Estratigrafia Química ou Quimioestratigrafia que designa uma área específica de estudos dentro da geoquímica de rochas é relativamente novo, sendo utilizado com mais frequência no início da década de 1980, embora a ideia da técnica seja tão antiga quanto à própria estratigrafia. Os trabalhos que podem ser considerados como os primeiros a utilizar, em parte, o que hoje é a técnica quimioestratigráfica foram publicados na década de 1950 por Cesare Emiliani e Harold Urey que foram os pioneiros a utilizar variação dos isótopos de oxigênio medida em carapaças fósseis de foraminíferos como indicadores da temperatura

pretérita das águas oceânicas. Esta utilização é, sem duvida, uma das mais poderosas frentes de pesquisas quimioestratigráficas, pois a investigação de mudanças ambientais em níveis locais, regionais e globais a partir da geoquímica das rochas sedimentares vem se tornando cada vez mais importante para diversas aplicações. Observando a resposta dos elementos químicos às mudanças ambientais até em níveis globais, iniciou-se a utilização desta ferramenta também para correlação estratigráfica.

Dentro do campo da Geologia do Petróleo, a identificação de eventos anóxicos tem como base a relação entre a quantidade de matéria orgânica e sua preservação. Pode-se dizer, a princípio, que quanto maior a quantidade de matéria orgânica, mais capacidade terá a rocha para gerar grandes quantidades de hidrocarboneto. Todavia, a incorporação desta matéria orgânica na rocha deve vir acompanhada da preservação de seu conteúdo original, rico em compostos com C e H. Para que isto ocorra, o ambiente deve estar livre de oxigênio. Resumidamente, considera-se que ambientes anóxicos favorecem a preservação da matéria orgânica e isso se reflete em uma tendência do aumento dos teores de COT.

Através da definição e caracterização de estratos por parâmetros geoquímicos, a correlação estratigráfica pode ser efetuada para efeito de análise da continuidade lateral das camadas.

A utilização de parâmetros de geoquímica orgânica constitui uma ferramenta bastante valiosa nos estudos de Estratigrafia de Sequências, sobretudo na caracterização dos tratos de sistemas deposicionais e sua aplicação na exploração petrolífera.

4 MATERIAIS E MÉTODOS

4.1 Levantamentos bibliográficos

Foram feitas pesquisas de trabalhos relacionados à geologia da bacia de Taubaté, da Formação Tremembé e de estratigrafia química com o intuito de coletar mais informações a respeito da temática deste trabalho. O maior número de trabalhos encontrados foi na biblioteca da UERJ, UFRJ e sites de pesquisa como Google e portal CAPES.

4.2 Trabalhos de campo na área de estudo

Foram realizadas duas etapas de campo na Bacia de Taubaté (Novembro de 2010 e Maio de 2011). Nessas etapas foram visitadas localidades de referência de afloramentos da Formação Tremembé e selecionadas locações para sondagens.

A área para a realização da sondagem rasa foi escolhida com base na análise do arcabouço estrutural da bacia. O local escolhido para a sondagem foi uma área próxima a Unidade Básica de Saúde de Moreira Cesar que pertence a Sub-Prefeitura de Pindamonhagaba e foi considerado o local ideal para a sondagem, devido à logística e por localizar-se no depocentro da bacia, que é característico por ter grande quantidade de folhelhos.

Escolhido o local, em seguida foi efetuada uma perfuração com uma sonda rotativa Mach 920, pertencente à Faculdade de Geologia da UERJ (Figura: 18). A testemunhagem contínua de rochas da Formação Tremembé alcançou 55,10 m de profundidade.

A operação de sondagem foi realizada com avanço de 2,0 m seguidos de manobra para retirada do testemunho. O barrilete era sacado do poço e apoiado no plano inclinado na lateral da plataforma e o testemunho era retirado de forma manual com a abertura do barrilete

Figura 18 - Sonda rotativa Mach 920 usada na retirada dos testemunhos do poço MOR - SP.

4.3 **Etapas 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 Geologia de Preparação de Amostras (LGPA) da Faculdade de Geologia. As etapas desenvolvidas neste trabalho estão mostradas na figura 19 a seguir.

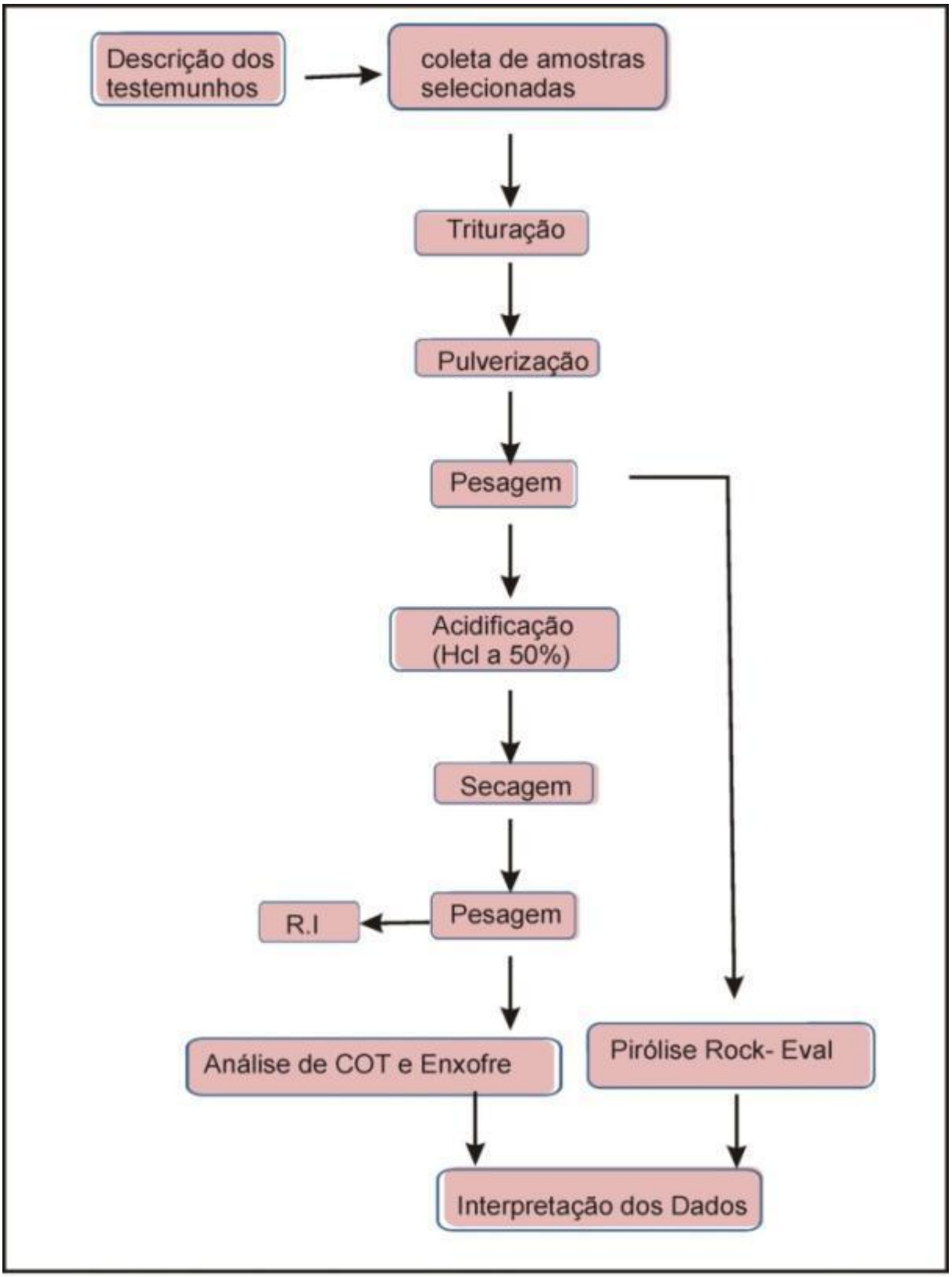

Figura 19 - Fluxograma com as etapas desenvolvidas no trabalho.

4.3.1 Preparação das amostras

Foram coletadas 180 amostras 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 (Figura 20). Em seguida, o material foi passado por uma peneira de 80 mêsh(Figura 21). 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- SC-632.

4.3.2 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 (Figura 22) 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, secam-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:

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

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

4.3.3 Determinação dos teores de carbono orgânico total e enxofre

A análise de carbono orgânico total é usada para avaliar a quantidade de matéria orgânica presente nas rochas sedimentares. É a primeira análise a ser realizada na caracterização de rochas geradoras

Para estas análises, utilizou-se o analisador LECO SC-632. 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 (CO2) e de dióxido de enxofre (SO2) 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.

Figura 20: Graal de porcelana

Figura 21 - Peneira de 80 mesh

Figura 22 – Acidificação das amostras

4.3.4 Pirólise Rock-Eval

Com base nos valores de carbono orgânico total (COT), 83 amostras referentes ao poço MOR-SP foram processadas e enviadas para análise. Além dessas, 70 amostras do poço PND – SP, previamente perfurado, foram também enviadas para análise de pirólise Rock-Eval.

Foram selecionadas amostras com teores de COT variando de 0,17 a 31% referentes ao poço MOR - SP e valores variando entre 0,5 a 31% referentes ao poço PND – SP.

A pirólise Rock - Eval corresponde ao método físico-químico mais usado para caracterizar os tipos de querogênio e também fornecer os seus respectivos potenciais de geração. Simula em condições de laboratório o processo natural de metagênese e catagênse da matéria orgânica e geração de petróleo. 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 de Estratigrafia Química e Geoquímica Orgânica Faculdade de Geologia/UERJ (LGQM). No equipamento, a amostra é aquecida em atmosfera inerte (Gás Hélio ou Nitrogênio) de 300 a 500 ºC, utilizando o hélio com gás carreador. Os hidrocarbonetos e o CO2 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 CO2/ g de rocha.

A liberação de voláteis ocorre em três etapas, a temperaturas crescentes. Os resultados oferecem os seguintes parâmetros: hidrocarbonetos até 350 ºC, correspondendo ao pico S_1 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 ºC, saindo como pico S_2 e significando os hidrocarbonetos ainda não gerados, ou seja, quantidade de petróleo que a rocha teria condições de produzir, caso submetida às condições de soterramento adequadas; - valores de T-

máx, representando a temperatura em que ocorre a altura máxima do pico S2 e máxima geração de hidrocarbonetos pelo craqueamento do querogênio que reflete o grau de evolução térmica da matéria orgânica; - dióxido de carbono liberado entre 250 e 390 ºC, representando a quantidade de oxigênio presente no querogênio (pico S_3). 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 x 100) e de oxigênio (IO = S_3/COT x 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 (origem lacustre), querogênio tipo II (predominantemente marinha), querogênio tipo III (origem terrestre) e querogênio tipo IV (matéria orgânica oxidada) como mostra a Figura 23.

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 do pico S_2 (mg HC/g rocha) e de IH (mgHC/g COT). As escalas sugeridas para cada um dos casos são as seguintes (ESPITALIÉ et al., 1985).

S2 < 2,0 = baixo potencial gerador
2,0 <S2 < 5,0 = moderado potencial gerador
5,0 < S2 <10 = bom potencial gerador
S2> 10 = excelente potencial gerador

IH < 200 = potencial para gás
200< IH <300 = potencial para gás e condensado
IH >300 = potencial para óleo

Tmax < 440 oC		= imaturo
Tmax440 -470 oC		= maturo
Tmax	> 470 oC	= senil

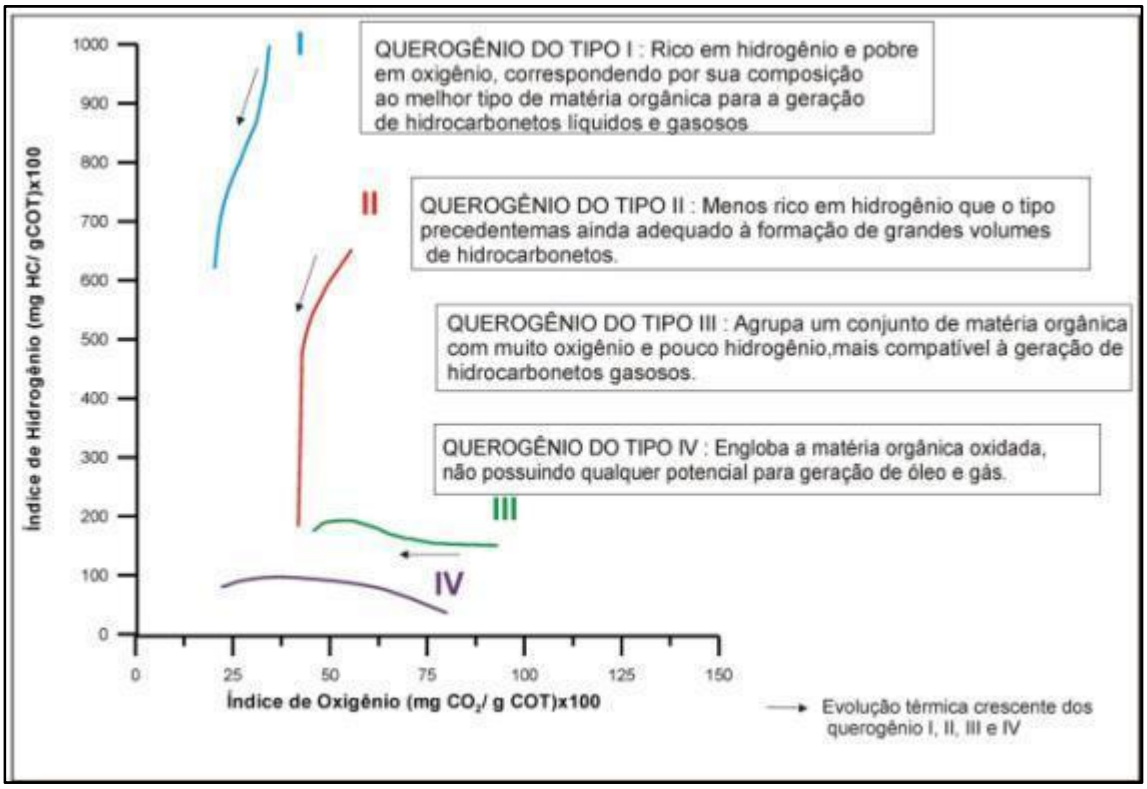

Figura 23 – Classificação e evolução térmica dos querogênios de acordo com o diagrama tipo Van Krevelen (ESPITALIÉ et al., 1985).

É necessário ter em mente que com o aumento da maturação os valores de S_2, 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.

4.3.5 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 dados consistiu da integração dos dados geoquímicos de carbono orgânico total, enxofre total, resíduo insolúvel e de pirólise Rock-Eval.

4.4. **Importância econômica**

A estratigrafia de alta resolução aliada à geoquímica orgânica é considerada de grande importância na avaliação econômica de seções sedimentares, uma vez que contribui na identificação de níveis de folhelhos betuminosos onde a potencialidade para a geração de hidrocarbonetos é mais elevada. A partir de informações deste tipo um possível aproveitamento econômico relacionado à produção industrial de óleo, semelhante ao que está sendo realizada com os folhelhos da Formação Irati, Bacia do Paraná poderá ser efetuada.

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 termo acústicos.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,devido à grande quantidade de água presente nos folhelho Tremembé. 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).