

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

ANÁLISE MULTIESCALAR E PALEOMAGNÉTICA DE SEÇÕES CENOZOICAS DA
BACIA DE TAUBATÉ, SÃO PAULO

Everton de Lima Batista Silva

Orientador: Professor Dr. André Pires Negrão

Coorientador: Professor Dr. Luigi Jovane

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA

(TF-2017/14)

SÃO PAULO

2017

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

ANÁLISE MULTIESCALAR E PALEOMAGNÉTICA DE SEÇÕES CENOZOICAS DA BACIA DE
TAUBATÉ, SÃO PAULO



Everton de Lima Batista Silva



Orientador: Professor Dr. André Pires Negrão

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA

(TF-2017/14)

SÃO PAULO

2017

AGRADECIMENTOS

Primeiramente agradeço a fluidez dinâmica que atua e rege o Universo. A aleatoriedade incompreensível dos encontros, que tornam a vida saborosa.

Agradeço a Cecília, Francisco e Welthon em especial pelo carinho e apoio incondicionais. A Sput pelo companheirismo e psicanálise.

A República Astenosfera, morada querida. Assim como seus moradores atuais, pretéritos e agregados, pelo fervo cultural.

Ao Centro Paulista de Estudos Geológicos pelos momentos de celebração.

Ao GGeo pelas cavernadas.

Agradeço ao laboratório Core do Instituto Oceanográfico e a todos os seus pesquisadores pela enorme ajuda, em especial Luigi, Igor, Daniel e Muhammad e Erick.

A Daniele do Laboratório de Paleomagnetismo pela ajuda em domar o CRIO.

Agradeço ao André (Seninha) pela transmissão de conhecimento, paciência e amizade. Júlio Carecarneiro pelo braço forte em campo.

Agradeço a Universidade de São Paulo e ao Instituto de Geociências, bem como todos os seus funcionários que tornaram esse trabalho possível.

Agradeço ao Felipe e Alberto pelos momentos incríveis, desde partidas de xadrez nas dunas do Saara, até noites frias, iluminadas por serpentes luminosas no céu.

shukran, efharisto, köszönöm

SUMÁRIO

1.	RESUMO.....	1
2.	ABSTRACT	1
3.	INTRODUÇÃO.....	2
4.	OBJETIVOS E METAS	2
5.	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	3
5.1	O embasamento da bacia de Taubaté	3
5.1.1	Terreno Embu.....	4
5.1.2	Terreno Ocidental, Domínio Juiz de Fora	5
5.1.3	Magmatismo alcalino cretáceo	5
5.2	A instalação do Rifte Continental do Sudeste do Brasil (RCSB)	6
5.3	Sedimentação na bacia de Taubaté	8
5.3.1	Formação Resende	10
5.3.2	Formação Tremembé	11
5.3.3	Formação São Paulo	14
5.3.4	Formação Pindamonhangaba.....	14
6.	MATERIAIS E MÉTODOS	15
6.1	Levantamentos de campo.....	15
6.1.1	Caracterização faciológicas	16
6.1.2	Amostragem para análise petrográfica	18
6.1.3	Amostragem para análise paleomagnética	18
6.2	Petrografia.....	19
6.3	O estudo de paleomagnetismo e seus métodos	21
6.3.1	Embasamento teórico.....	21
6.3.2	Preparação das amostras.....	22
6.3.3	Análise Termomagnética	23
6.3.4	Análise de NRM.....	24
7.	RESULTADOS	24
7.1	Formação Resende	24
7.1.1	Fácies Sm	26
7.1.2	Fácies Fsm	27
7.1.3	Fácies Gt.....	28
7.1.4	Fácies St	29
7.1.5	A fácies Fl.....	30
7.1.6	Fácies Fm.....	30
7.2	Formação Tremembé	30
7.2.1	Folhelho laminado	31
7.2.2	Argilito Maciço	31
8.	INTERPRETAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS.....	32
8.1	Elementos arquiteturais e paleoambientes da Formação Resende	32
8.2	Depósitos lacustres da Formação Tremembé.....	33

8.3	Diagênese	35
8.4	Magnetismo da rocha e suas prováveis fontes	35
9.	CONCLUSÕES.....	38
10.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	39

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Contextualização geológica regional, adaptado de Trouw et al. 2013. 1. Bacia de Taubaté; 2. Demais coberturas fanerozóicas; 3. Intrusões alcalinas cretáceas/cenozóicas; Faixa Brasília setentrional (4-5); 4. Nappe Socorro-Guaxupé; 5. Sistema de Nappes Nappe Andrelândia e Passos; Cráton do São Francisco (6-8): 6. Embasamento cratônico; 7. Grupo Bambuí; 8. Cobertura metassedimentar autóctone e parautoctone; Cinturão Ribeira (9-16): 9. Domínio Andrelândia e equivalentes. 10. Domínio Juiz de Fora do Terreno Ocidental; 11. Terreno Paraíba do Sul; 12. Terreno Oriental; 13. Arco Rio Negro; 14. Terreno Cabo Frio; 15. Terreno Embu; 16. Terreno Apiaí. A área sombreada a sul do Cráton do São Francisco corresponde a região de interferência com a Faixa Brasília.	4
Figura 2: Modelo geomorfológico e estrutural da região sudeste do Brasil durante o Cretáceo, em estágio anterior ao estabelecimento do RCSB. A área alaranjada é uma tentativa de reconstituição do que foi o planalto da Serra do Mar Cretácea. As setas verdes indicam sentido do transporte sedimentar para as diversas bacias ativas durante esse período (Zalán, e Oliveira, 2005).	7
Figura 3: Modelo evolutivo para a região central do RCSB proposto por Riccomini 1989. Legenda: 1). Falhas normais; 2). Falhas transcorrentes de sentido sinistral; 3). Falha transcorrente de sentido dextral; 4) Falha reversa; 5). Falha com sentido desconhecido (Riccomini et al., 2004)	8
Figura 4: Modelo geomorfológico e estratigráfico simplificado da Bacia de Taubaté, de Mancini (1995). As unidades mais importantes em termos de volume são relacionadas à dinâmica sin-rifte (1,2,3,4) sendo que os depósitos pós-rifte (5 e 6) ocupam volume mais reduzido	9
Figura 5: Coluna estratigráfica para a Bacia de Taubaté adaptado de Riccomini et al. (2004), Mancini (1995) e atualizado segundo a International Chronostratigraphic Chart 2017 (Cohen et al., 2013, atualizado). O Grupo Taubaté representa o maior volume sedimentar, correspondente à fase sin rifte	11
Figura 6: Síntese das microfácies terrígenas para a formação Tremembé, como definido por Torres-Ribeiro (2004), retirado de Torres-Ribeiro e Borghi (2007)	13
Figura 7: Mapa de localização dos afloramentos descritos em campo no contexto da Bacia de Taubaté no estado de São Paulo. Destes apenas o afloramento ALIGRA e PF-01 foram utilizados para as análises do trabalho.	16
Figura 8: Tabela de classificação utilizada para rochas e sedimentos de granulometria fina de Potter et al. (1980) apud Boggs (2009).	17
Figura 9: Exemplo da amostragem paleomagnética pelo método de blocos. A seta azul indica a direção Norte.	18
Figura 10: Carta de comparação visual, classificados verbalmente de muito bem selecionado a muito pobremente selecionado, segundo Folk (1968) apud Boggs (2009).	20
Figura 11: Imagens utilizadas para a estimativa granulométrica das partículas na fração areia, descritas com o microscópio petrográfico (traduzido de Powers, 1953)	21
Figura 12: Do lado esquerdo a serra utilizada para a preparação das amostras em cubos de 2 centímetros de lado. À direita, a limpeza do compartimento com água utilizada no resfriamento da serra.	23
Figura 13: Tabela com as fácies observadas no perfil 1 com suas características diagnósticas e interpretação de paleoambiente deposicional.	25
Figura 14: Perfil sedimentar do afloramento P1 com a fácies indicada ao lado de cada pacote. As cores indicam a granulometria predominante. Do lado esquerdo da seção está a localização da retirada das amostras para estudo petrográfico e paleomagnético.	26
Figura 15: Diagrama petrográfico de Folk (1980) para a classificação de arenitos. A classificação composicional leva em conta os conteúdos relativos de quartzo (Q), feldspatos (F) e fragmentos líticos diversos (F). As letras coloridas representam a composição das amostras do perfil 1.	27
Figura 16: Fotomicrografias das amostras P1-A, B, C, D, e F, conforme a indicação em cada quadro. Resumidamente as amostras possuem grãos angulosos, com matriz formada por protomatrix predominantemente. Os opacos, minerais importantes para as características magnéticas, possuem granulometria mais fina em comparação à granulometria modal e orientação dispersa nas seções. A amostra P1-D se destaca por possuir cimentação e epimatriz entorno dos grãos.	28
Figura 17: Fotomicrografias das amostras P1-G (A), P1-H (B) e P1-I (C e D). Nos quadros C e D é possível observar laminação composicional, por diferenças na quantidade de matriz.	29
Figura 18: Exemplo de fósseis presentes nos folhelhos da Formação Tremembé. À esquerda um fragmento de tronco carbonizado, e à direita esqueleto desarticulado de peixe de pequeno porte.	30
Figura 19: A: folhelho com camada rica em ostracodes; B: folhelho com silte e ostracodes preenchidos por material preto; C: folhelho finamente laminado, evidenciado por laminais rítmicas e enrugadas, mais concentradas em matéria orgânica.	31
Figura 20: Seção delgada de amostra de argilito maciço da base da frente de extração da Aligra. A amostra possui clastos de argila de aproximadamente 1mm	32

Figura 21: Tabela com a hierarquização das superfícies limitantes seguidas em campo. A superfície de 1ª ordem não foi observada, porém está aqui relacionada como efeito de referência com a bibliografia. Esta seria a ordem utilizada, como um exemplo, para a limitação de pacotes de diferentes formações.	33
Figura 22: Fotomosaico da frente de extração da Aligra (superior), e interpretação faciológica, com a indicação dos pontos de coleta de amostras para laminação.	34
Figura 23: Fotomosaico acompanhado da interpretação dos elementos arquiteturais, indicados pelas abreviações SB, GB e FF. As cores agrupam grupos de fácies associadas a um mesmo elemento.	35
Figura 24: Tabela com os dados de altura, inclinação de declinação obtida para as amostras de folhelhos da Formação Tremembé. Nos cálculos de PCA foram excluídos os passos de baixa coercividade magnética, por exemplo, abaixo de 60 mT.	36
Figura 25: desmagnetização por AF em quatro amostras (AL-B, C, D e H). Para cada quadro o diagrama superior mostra as etapas de desmagnetização pela intensidade de AF aplicado, o diagrama inferior esquerdo é a projeção de áreas iguais (Schmidt) e o diagrama inferior direito é a plotagem de Ziegerveld.	37
Figura 26: Curva relacionando a susceptibilidade (Kt) e temperatura (T), obtida para a amostra AL20 em atmosfera de argônio. A curva em vermelho é referente ao aquecimento da amostra, enquanto que a azul se refere ao resfriamento.	37

1. RESUMO

Os depósitos continentais da Baía de Taubaté são importantes registros das condições climáticas, paleoecológicas, paleogeográficas e paleomagnéticas da região sudeste do Brasil. Com o intuito de investigar essas condições, foram realizadas análises de arquitetura deposicional, faciologia, petrografia e de paleomagnetismo em seções selecionadas da Formação Resende e Formação Tremembé.

Os resultados indicam que os depósitos estudados da Formação Resende foram formados por processos fluviais em ambientes de canal e de planície de inundação pantanosa. Tais depósitos são constituídos predominantemente de arenitos váquicos subarcóseos. A análise de direção da magnetização natural remanente (NRM) mostram direções espalhadas e sem consistência.

Os depósitos da Formação Tremembé, indicam que os folhelhos e argilitos foram depositados em ambiente lacustre dinâmico, com variação na espessura da coluna d'água e rápidas deposições de argila maciça. A análise de NRM são consistentes e indicam três eventos de inversão de polo magnético em um perfil de amostragem de aproximadamente 1 metro de comprimento. Foi realizado também a análise de correlação entre susceptibilidade magnética e temperatura, indicando que o principal mineral portador de magnetismo é a magnetita.

2. ABSTRACT

The continental deposits of Taubaté Basin are important registers of climatic, paleoecological, paleogeographic and paleomagnetic conditions of southeast Brazil during the Cenozoic period. Aiming to investigate those conditions, analysis on depositional architecture, faciology, petrography and paleomagnetism were made on selected sections of Resende and Tremembé formations.

The results indicate that the studied deposits of Resende formation were formed by fluvial processes in channel and backswamp environments. Those deposits are predominantly wack arenites with subarcosic compositions. The Natural Remanent Magnetization (NRM) analysis show inconsistent and spread directions for these rocks.

The Tremembé formation deposits, are argillites and shales deposited in a dynamic lacustrine environment, with variations in the water column and fast deposition of massive clays. The NRM analysis are consistent and show three polarity reversals over a sampling length of nearly 1 meter. The thermomagnetic curve analysis indicate that the main magnetic mineral is magnetite.

3. INTRODUÇÃO

As bacias sedimentares continentais são importantes registros das condições paleoambientais, como paleofauna, paleoflora, paleoclima e paleogeografia. Nesse contexto o Rifte Continental do Sudeste do Brasil (RCSB) tem importância fundamental na compreensão de tais condições durante o Cenozoico da região sudeste do Brasil.

Os elementos arquiteturais, tais como propostos por Miall (1985) como um novo método de análise de fácies fluviais, se aplicam hoje a quaisquer sucessões sedimentares estratigráficas (Borghi, 2000). Tais conceitos são importantes modelamentos de ambientes deposicionais, sendo ferramentas de interpretação das condições paleoambientais.

Os estudos paleomagnéticos são recurso poderoso na obtenção de dados sobre a variação do campo geomagnético, bem como sobre a característica dos minerais ferromagnéticos e condições paleoambientais (Tauxe, 1993). Tais análises nunca foram aplicadas aos depósitos sedimentares do RCSB, sendo aqui, proposto um estudo paleomagnético preliminar, aliada às técnicas clássicas de análise sedimentológica.

O período estudado é especialmente importante devido às mudanças climáticas na passagem do eoceno para o oligoceno, que envolveram de resfriamento global, seguido do Ótimo Climático do Eoceno, com a rápida expansão das calotas de gelo continental da Antártica (Zachos, 2001).

A aplicação desses métodos na realização da magnetoestratigrafia pode ajudar no refinamento preciso das idades obtidas para as unidades estudadas, sendo fundamentais no avanço do conhecimento das condições pretéritas dessa região.

4. OBJETIVOS E METAS

O presente trabalho de formatura teve como objetivo classificação de elementos arquiteturais em depósitos sedimentares cenozoicos da Bacia de Taubaté, no estado de São Paulo, por meio da realização de análise multiescalar. A análise multiescalar envolveu a descrição de elementos arquiteturais (megaescala), faciológica de seções (mesoescala), e estudo petrográfico (microescala).

Associado à análise multiescalar, empregaram-se análises paleomagnéticas preliminares com o objetivo de identificar fácies com boas respostas a esse método. Tais análises podem facilitar o emprego de um método de datação absoluta das seções, por meio de magnetoestratigrafia, refinando as idades obtidas para as Formações Resende e Tremembé, que atualmente provém de métodos relativos de datação como análises

palinológicas e paleontológicas, situando essas formações entre o Eoceno e Oligoceno. (Yamamoto, 1995)

Para que se realizassem estes objetivos foram atingidas as seguintes metas:

- a) Levantamentos e análises de associações de fácies de afloramentos selecionados pertencentes ao registro sedimentar eocênico (depósitos fluviais da Formação Resende) e oligocênicos (depósitos lacustres da Formação Tremembé) da Bacia de Taubaté;
- b) Elaboração de painéis estratigráficos denotando as arquiteturas deposicionais;
- c) Análises petrográficas das sucessões sedimentares;
- d) Análise palomagnética.

5. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

5.1 O embasamento da bacia de Taubaté

O embasamento que acomoda a Bacia de Taubaté, assim como as demais bacias sedimentares do RCSB, é constituído de rochas ígneas e metamórficas associadas ao contexto geotectônico da Província Mantiqueira, a sul do Cráton do São Francisco (Figura 1). Na área de estudo, tais rochas são relacionadas à porção central do Cinturão Ribeira (Heilbron *et al.*, 2004; Tupinambá *et al.*, 2007).

O Cinturão Ribeira se estende por 1400 km ao longo da margem atlântica, e hoje representa a raiz de um orógeno colisional formado durante a aglutinação de parte do supercontinente Gondwana Ocidental na Orogênese Brasileira, evento que teve início no final do Neoproterozoico e se encerrou entre o Cambriano e o Ordoviciano (Heilbron *et al.*, 2000; Eirado *et al.* 2006)

Os diferentes segmentos crustais que compõem o Cinturão Ribeira em sua região central foram classificados como unidades tectonoestratigráficas ou terrenos, *sensu* Howell (1989) *apud* Heilbron *et al.* (2000), separados por zonas de cisalhamento dúcteis de alto ângulo de mergulho, com componentes de movimentação dextral e inversa (Heilbron *et al.* 2000; Heilbron *et al.* 2004).

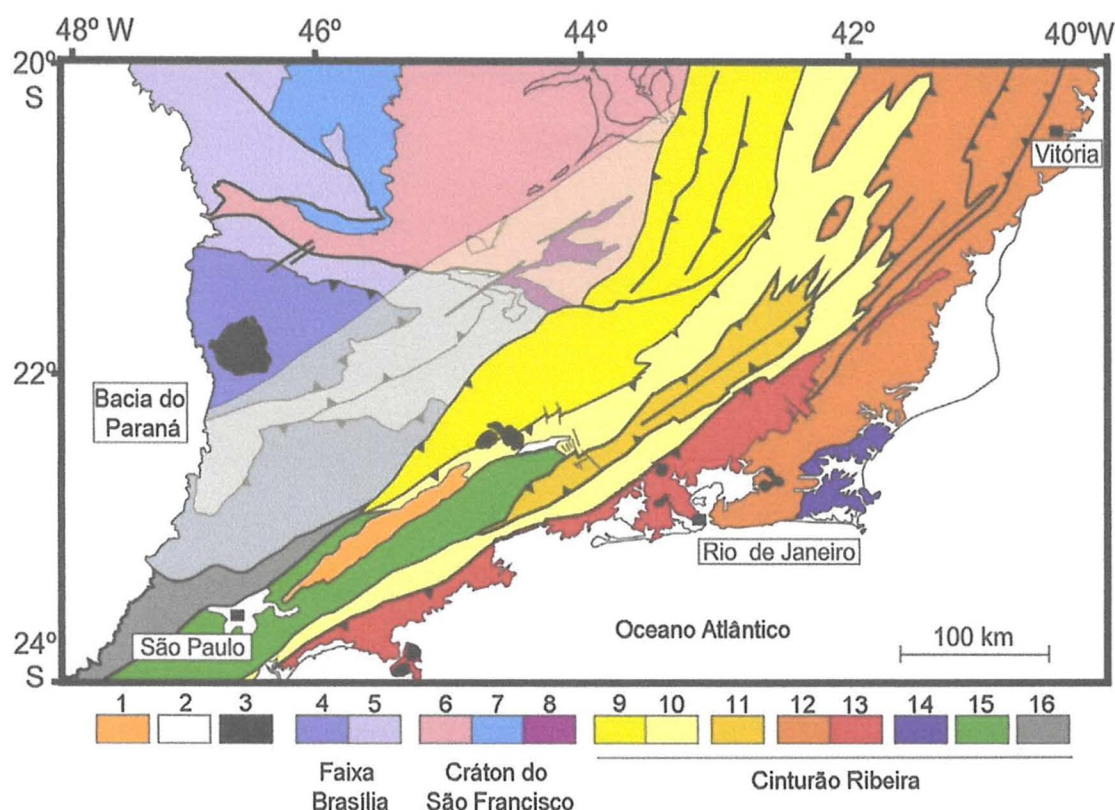


Figura 1: Contextualização geológica regional, adaptado de Trouw *et al.* 2013. 1. Bacia de Taubaté; 2. Demais coberturas fanerozóicas; 3. Intrusões alcalinas cretáceas/cenozóicas; Faixa Brasília setentrional (4-5): 4. Nappe Socorro-Guaxupé; 5. Sistema de Nappes Nappe Andrelândia e Passos; Cráton do São Francisco (6-8): 6. Embasamento cratônico; 7. Grupo Bambuí; 8. Cobertura metassedimentar autóctone e parautoctone; Cinturão Ribeira (9-16): 9. Domínio Andrelândia e equivalentes. 10. Domínio Juiz de Fora do Terreno Ocidental; 11. Terreno Paraíba do Sul; 12. Terreno Oriental; 13. Arco Rio Negro; 14. Terreno Cabo Frio; 15. Terreno Embu; 16. Terreno Apiaí. A área sombreada a sul do Cráton do São Francisco corresponde a região de interferência com a Faixa Brasília.

De noroeste para sudeste esses terrenos são: Terreno Ocidental, Terreno Paraíba do Sul, Terreno Oriental e Terreno Cabo Frio. As idades, extensões, bem como as relações de contato entre esses terrenos não é consensual na literatura e vem sendo modificada a medida que novos mapeamentos e datações são realizadas (Trouw *et al.*, 2013).

Durante o final do Jurássico e início do Cretáceo, as profundas descontinuidades de direção NE-SW entre esses terrenos foram reativadas como falhas rúpteis. Tais estruturas foram importantes guias dos processos de abertura do rifte Atlântico e mais tarde na subsidência de blocos continentais escalonados, determinando o formato e posicionamento das bacias do RCSB (Heilbron, 2000).

5.1.1 Terreno Embu

O Terreno Embu é limitado a nordeste pela zona de cisalhamento Caucaia-Rio Jaguari e a sudeste pela zona de cisalhamento Cubatão, também sendo truncado pela zona

de cisalhamento Taxaquara-Guararema (Heilbron *et al.*, 2004; Silva, 2017). É constituído por lentes alongadas de ortognaisses paleoproterozóicos (Complexo Rio Capivari) e rochas metassedimentares de fácies anfibolito, sendo observável também condições xisto verde em metapelitos associados a zonas miloníticas (Silva, 2017). São reconhecidas quatro unidades menores: as unidades Redenção, Rio Una, Rio Paraibuna, além do Complexo Rio Capivari (Fernandes, 1991 *apud* Silva, 2017).

O Terreno Embu também é marcado pela grande quantidade de plútons graníticos, com foliação de fluxo, sendo divididos entre biotita granitos porfiríticos inequigranulares e muscovita biotita leucogranitos, de composição peraluminosa, com idades, idades entre 590 e 600 Ma e 800 Ma (Janasi *et al.*, 2003; Silva, 2017)

Modelos de evolução divergentes são propostos para esse terreno. Campos Neto (2000) admite que o terreno faça parte de uma massa exótica acrescida durante a orogênese Brasileira, entre 605-580 Ma e aglutinada pela colisão entre as placas São Francisco e Paranapanema. Já Trouw *et al.* (2013) sugere uma continuação da nappe Socorro-Guaxupé, na zona de interferência com o sistema orogênico Brasília.

5.1.2 Terreno Ocidental, Domínio Juiz de Fora

O Terreno Ocidental é formado pelo Domínio Andrelândia e Domínio Juiz de Fora, sendo esse último correspondente ao embasamento da Bacia de Taubaté em seu extremo norte (figura 1). É caracterizado como uma *mélange* tectônica, formando um sistema duplex onde rochas *lato sensu* graníticas paleoproterozóicas e rochas metassedimentares neoproterozóicas estão milonitizadas e interdigitadas tectonicamente, ambas em fácies granulito (Tupinambá *et al.*, 2007, Heilbron *et al.*, 2004).

As rochas paleoproterozóicas são reunidas no Complexo Juiz de Fora, sendo compostas por ortogranulitos com composições variando entre gabros, dioritos, tonalitos e granodioritos. Já as rochas neoproterozóicas são reunidas na Megassequência Andrelândia, sendo composta por paragnaisses de origem pelítica a semi-pelítica (Tupinambá *et al.*, 2007)

Ao longo dos contatos entre esses dois conjuntos de rochas ocorrem corpos descontínuos de granitos sin-colisionais do tipo S ou híbridos, granada leucogranitos a leucocharnockitos, maciços a fracamente foliados (Tupinambá *et al.*, 2007)

5.1.3 Magmatismo alcalino cretáceo

A região sudeste também registra intenso magmatismo alcalino, observado tanto no embasamento emerso quanto nas Bacias de Santos e Campos, ocorrendo durante o final do Cretáceo e se estendendo até o Eoceno, sendo contemporâneos em parte com a sedimentação na Bacia de Taubaté (Thomaz Filho, 1999).

Ao menos vinte e duas intrusões alcalinas ocorrem alinhadas desde Poços de Caldas até Cabo Frio, com tendências de idades progressivamente mais novas em direção à margem continental magmatismos se manifestou em pelo menos dois pulsos, um entre o neocretáceo a paleoceno (86-59 Ma) e outro eocênico (<53 Ma) (Thomaz Filho, 1999). Ainda segundo estes autores, a gênese dessas intrusões estaria relacionada à atividade de um *hot-spot* e reativação de falhas pretéritas, durante a passagem da placa Sul Americana sobre a pluma de Trindade.

5.2 A instalação do Rifte Continental do Sudeste do Brasil (RCSB)

Após a consolidação do supercontinente Gondwana, um longo período erosivo se pôs sobre as cadeias de montanha que se elevavam no interior continental, aplainando seus topos. A instalação de bacias sedimentares pertencentes ao RCSB está relacionada aos processos de deformação rúptil que afetaram crosta nessa região elevada, durante Paleógeno (Almeida e Carneiro, 1998; Riccomini *et al.*, 2004; Zalán e Oliveira, 2005).

O histórico dos processos de natureza rúptil se inicia primeiro sobre o Gondwana Ocidental, com a quebra desse supercontinente e nascimento do oceano Atlântico (134 a 114 Ma) (Heilbron, 2000). Nos estágios iniciais de sua formação, as bacias da margem leste, como a Bacia de Santos, foram geradas por tensões extensionais desencadeadas pela passagem da placa sobre uma anomalia térmica do manto, hoje localizada em Tristão da Cunha. Concomitantemente com a distensão, uma série de manifestações vulcânicas de composição toleítica a alcalina também ocorreram, sendo a principal, a geradora dos basaltos da formação Serra Geral na Bacia do Paraná (Gibson *et al.*, 2006).

Durante o neocretáceo é registrado um levantamento crustal de natureza epirogenética, associado a magmatismo alcalino, formando um extenso planalto designado por Zalán e Oliveira (2005) de Serra do Mar Cretácea, configurando a Superfície de Aplainamento Jápi. Concomitantemente com o soerguimento, a área foi erodida e aplainada, se tornando a área fonte para as regiões das bacias da margem sudeste e bacia do Paraná (Zalán e Oliveira, 2005) (Figura 2).

Ao final do Cretáceo e início do Paleógeno, a serra do Mar Cretácea sofreu colapso gravitacional com a geração de sistemas de falhas normais reativando estruturas do embasamento, iniciando-se, assim, o desenvolvimento do RCSB (Almeida, 1976; Riccomini *et al.*, 2004; Zalán e Oliveira, 2005).

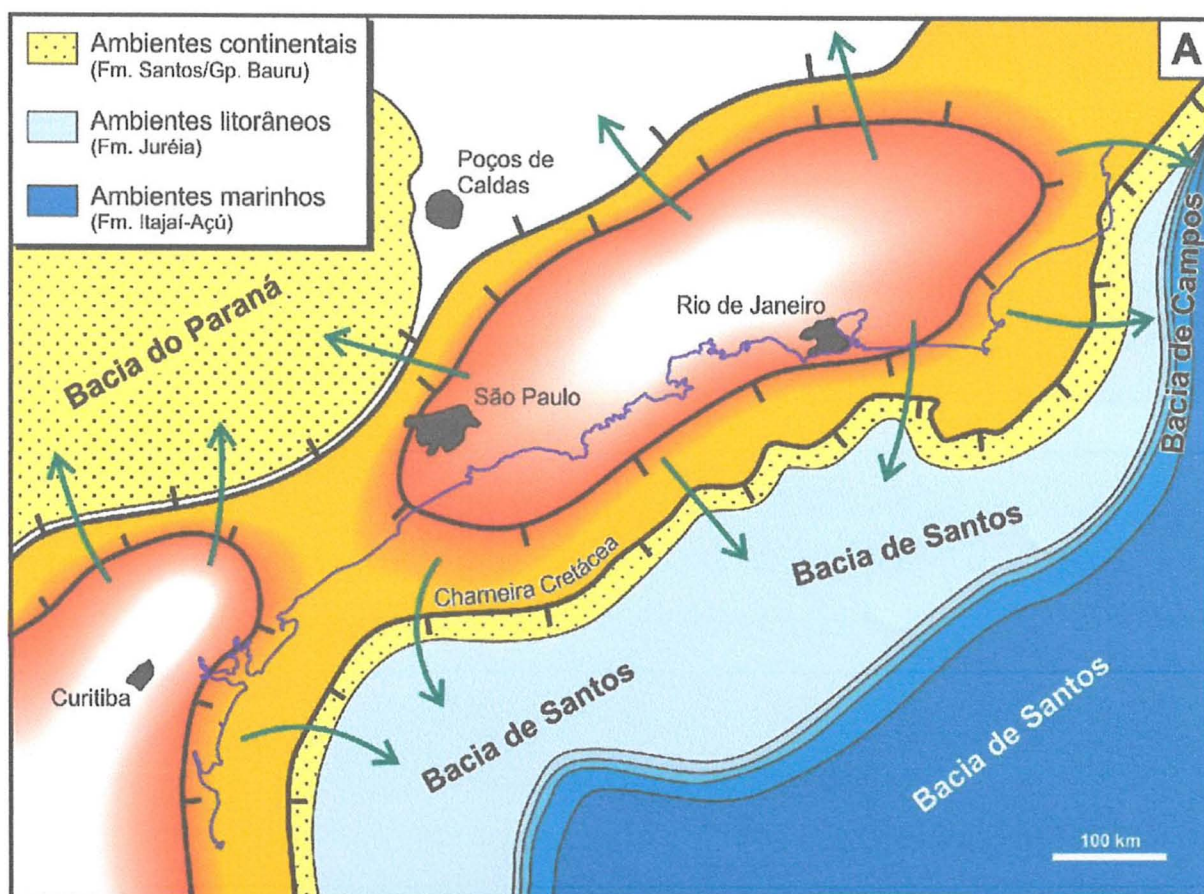


Figura 2: Modelo geomorfológico e estrutural da região sudeste do Brasil durante o Cretáceo, em estágio anterior ao estabelecimento do RCSB. A área alaranjada é uma tentativa de reconstituição do que foi o planalto da Serra do Mar Cretácea. As setas verdes indicam sentido do transporte sedimentar para as diversas bacias ativas durante esse período (Zalán, e Oliveira, 2005).

Com a datação de amostras do embasamento pela Metodologia de Traços de Fissão em Apatita (MTFA), e modelamento térmico da região, Hackspacher *et al.* (2003) apontam que esse abatimento de blocos que deu origem ao RCSB teve seu pico no período de 80-40 Ma.

Modelos tectônicos diferentes foram propostos para a origem do RCSB, bem como para os eventos deformacionais posteriores. As ideias sobre a instalação das bacias envolvem dois modelos distintos de tensões: o de extensão pura (Riccomini *et al.*, 2004 – adotado neste trabalho – e de transtração (Zalán e Oliveira, 2005; Cogné *et al.*, 2013).

Riccomini *et al.* (2004) propõe que as rochas do embasamento se deformaram sob um campo transcorrente sinistral anterior ao rifteamento. O estabelecimento do rifte ocorreu sob ação de um campo distensional de direção NNW-SSE (Figura 3, A), causando a reativação das antigas falhas do embasamento, de direção NE a ENE, como falhas normais.

Posteriormente, três eventos deformacionais se estabeleceram. Durante o Neógeno uma transcorrência sinistral de direção E-W causou distensão a NW-SE e localmente compressão em NE-SW. Transcorrência dextral durante o final do Neógeno e início do Quaternário causando uma compressão NW-SE. E, por último, durante o Holoceno, uma distensão de direção WNW-ESE.

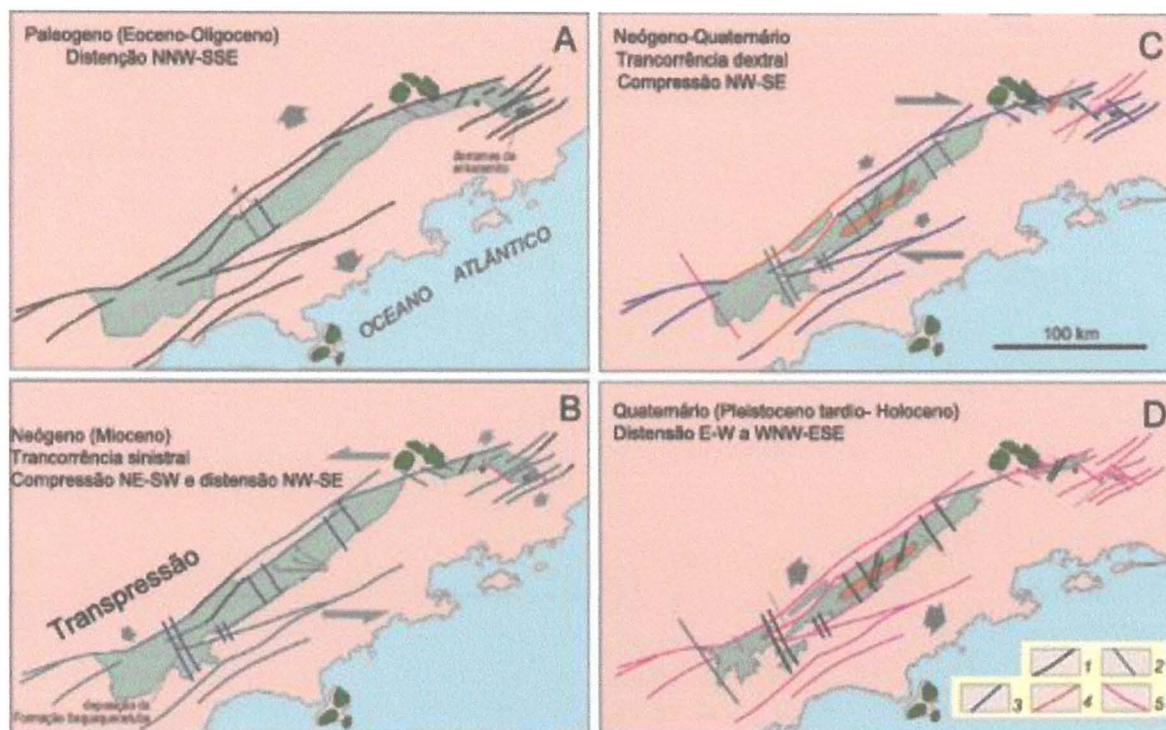


Figura 3: Modelo evolutivo para a região central do RCSB proposto por Riccomini 1989. Legenda: 1). Falhas normais; 2). Falhas transcorrentes de sentido sinistral; 3). Falha transcorrente de sentido dextral; 4) Falha reversa; 5). Falha com sentido desconhecido (Riccomini et al., 2004)

Tais mudanças no campo de esforços estariam relacionadas ao ajuste da Placa Sul Americana em relação às suas placas vizinhas, a de Nazca e a Africana. Movimentações de *ridgepush* na dorsal mesoatlântica superiores ao *slabpull* da subducção andina teria como efeito a compressão nessa região, causando transpressão de sentido dextral (Figura 3, C). Já o contrário, *slabpull* superior ao *ridgepush*, teria como efeito a movimentação sinistral e transtensão (Figura 3, B) (Riccomini et al., 2004)

5.3 Sedimentação na bacia de Taubaté

A bacia de Taubaté representa a maior acumulação sedimentar do RCSB, *sensu* Riccomini (1989). Com formato alongado, a bacia possui aproximadamente 170 km de comprimento e 20 km de largura máxima, formando importante segmento do vale do rio Paraíba do Sul em São Paulo (Figura 4) (Padilha et al. 1991; Riccomini et al. 2004).

Sua borda setentrional, marcada pela Serra da Mantiqueira, é condicionada por sistemas de falhas normais, cujas escarpas apresentam desníveis variando entre 1000 m e

1500 m (Marques, 1990; Padilha *et al.*, 1991; Riccomini *et al.*, 2004; Zalán & Oliveira, 2005). A borda meridional da bacia é marcada pela Serra do Mar, que da mesma forma é condicionada por sistemas de falhas normais, com escarpas apresentando desníveis que variam entre 400 m e 500 m. Ao longo deste setor, segundo Padilha *et al.* (1991), o registro sedimentar cenozoico nem sempre tem sua distribuição controlada por falhas, ocorrendo em parte, em contato erosivo sobre o embasamento pré-cambriano.

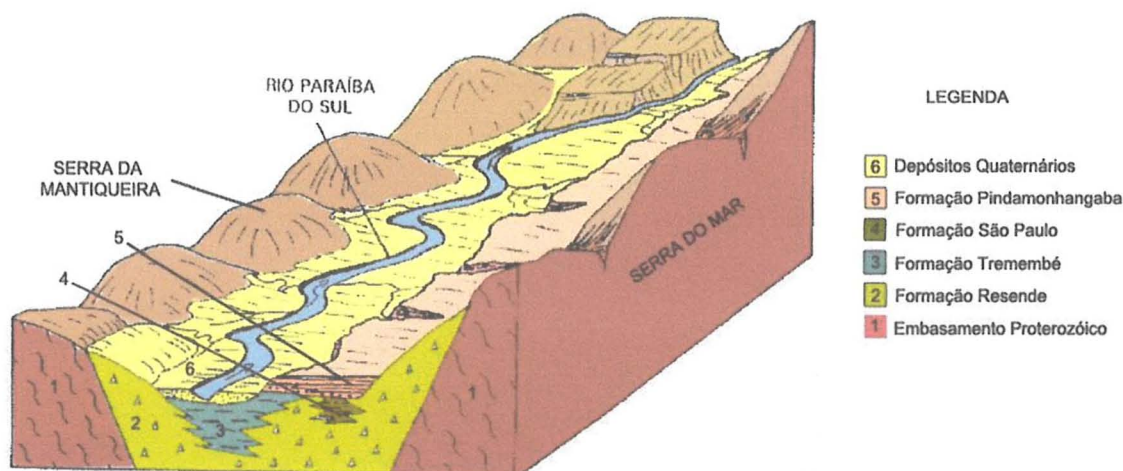


Figura 4: Modelo geomorfológico e estratigráfico simplificado da Bacia de Taubaté, de Mancini (1995). As unidades mais importantes em termos de volume são relacionadas à dinâmica sin-rifte (1,2,3,4) sendo que os depósitos pós-rifte (5 e 6) ocupam volume mais reduzido

O Grupo Taubaté, maior pacote sedimentar da bacia, foi definido por Riccomini (1989), e compreende as sequências sin-rifte cenozoicas que também ocorrem nas bacias de Resende, São Paulo e Volta Redonda. Fazem parte do Grupo Taubaté as formações Resende, Tremembé e São Paulo (Riccomini, 1989). Na Bacia de Taubaté a fase de sedimentação pós-rifte é representada pela Formação Pindamonhangaba.

Sabe-se, principalmente a partir de análises sísmicas e gravimétricas, que a bacia de Taubaté é compartimentada em semigrábens separados por zonas de transferência que formam altos estruturais internos, denominados de Caçapava e Pindamonhangaba, localizados sob as cidades homônimas (Riccomini *et al.*, 2004).

Tais altos estruturais separam distintos depocentros denominados de sub-bacias ou compartimentos, sendo de sudeste para nordeste São José dos Campos, Taubaté e Aparecida (Fernandes e Chang, 2001). Dados geofísicos provenientes de sísmica de reflexão e gravimetria estimam uma espessura sedimentar máxima em torno de 800 metros de profundidade (Fernandes e Chang, 2001).

5.3.1 Formação Resende

Os depósitos atribuídos à Formação Resende ocorrem principalmente nas regiões de borda da bacia de Taubaté (Riccomini, 1989; Ramos, 2003). Originalmente definida por Amador (1975) *apud* Ramos (2003) em seção-tipo na bacia homônima, sua unidade estratigráfica foi revisada e reagrupada diversas vezes (Amador, 1976; Melo et al. 1983; Riccomini, 1989; Ramos, 1997).

Em sua última revisão, Ramos (1997) reconheceu para Formação Resende duas fácies diferentes: uma marginal e uma axial. Essas fácies, apesar de terem sido definidas na Bacia de Resende, também são reconhecidas na área de estudo.

A fácies marginal engloba os depósitos proximais, constituída por leques aluviais formados por lamitos arenosos interdigitados a fanglomerados. A fácies axial é formada por depósitos fluviais do tipo entrelaçado, com arenitos arcoseanos em disposição tabular, assim como siltitos, argilitos, planícies de inundação máxima (Vidal *et al.*, 2004; Melo *et al.*, 1985; Ramos, 2003).

Ao conjunto de rochas sedimentares da Formação Resende foi atribuída idade eocenica-oligocênica, a partir de análises palinológicas executadas na microflora de Resende (Yamamoto, 1995).

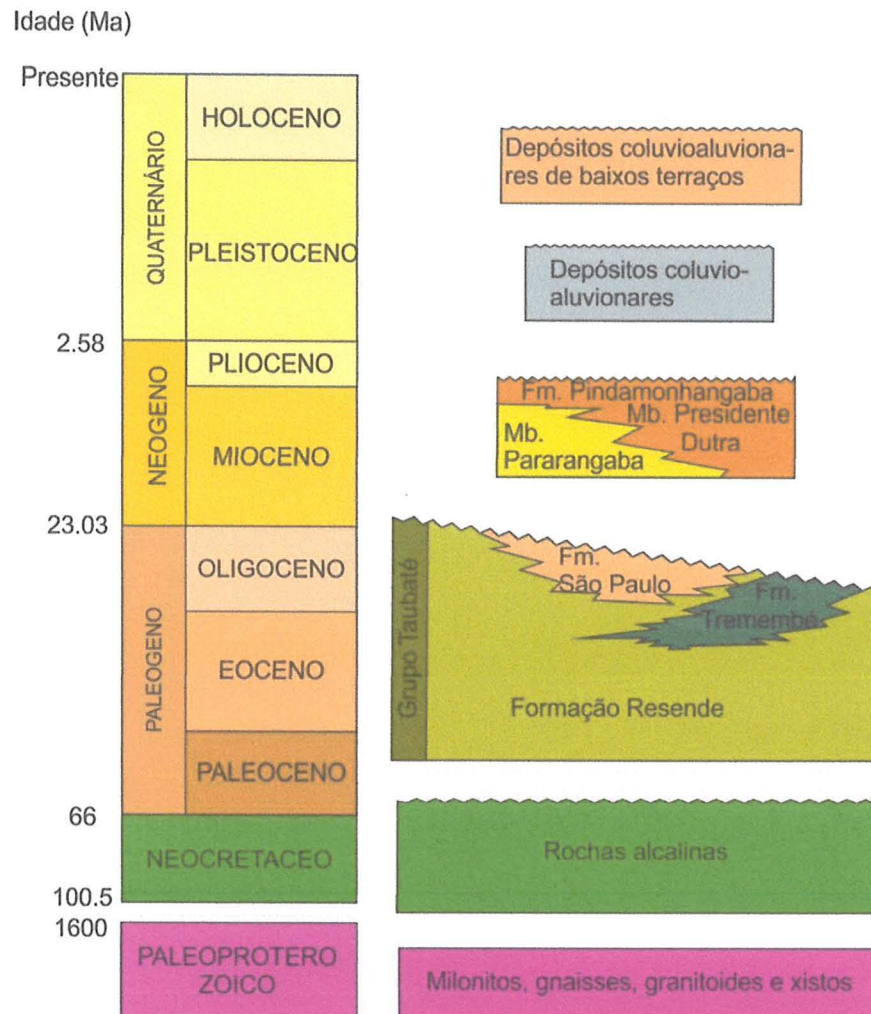


Figura 5: Coluna estratigráfica para a Bacia de Taubaté adaptado de Riccomini et al. (2004), Mancini (1995) e atualizado segundo a *International Chronostratigraphic Chart 2017* (Cohen et al., 2013, atualizado). O Grupo Taubaté representa o maior volume sedimentar, correspondente à fase sin rifte

5.3.2 Formação Tremembé

Segundo Riccomini et al. (2004), as rochas do sistema aluvial da Formação Resende gradam lateral e verticalmente para a Formação Tremembé, que possui maior área de ocorrência nas regiões mais centrais da bacia de Taubaté, também ocorrendo na Bacia de São Paulo. Possui de 600 a 650 metros de espessura e estima-se que sua deposição ocorreu em um intervalo de 650 mil anos (Riccomini, 1989)

São reconhecidas cinco litofácies em escala macroscópica nessa formação, sendo denominadas de fácies C, D, E, F e G por Riccomini (1989):

- C. Argilitos verdes maciços: caracterizada por pacotes de espessura métrica, frequentemente fossilíferos (ostracodes e restos de aves), podendo conter gretas de contração e concreções calcíferas chegando a até dezenas de centímetros de diâmetro. É restrita a porção central da Bacia de Taubaté

- D. Calcários dolomíticos: Camadas tabulares decimétricas de calcários dolomíticos de coloração verde acinzentada, com textura microesparítica, intercalada os argilitos da fácies C. Essa fácies é restrita a região municipal de Taubaté, Tremembé e Pindamonhangaba.
- E. Ritmitos: alternância entre folhelhos e margas, estrutura laminada a estratificada. Os folhelhos são betuminosos e laminados, frequentemente hospedando fósseis, como restos de peixes e plantas. Já as margas são ricas em ostracodes. Essa fácies é restrita a porção central da Bacia de Taubaté
- F. Arenitos: são arenitos com estratificação cruzada tangencial na base, formando camadas de espessura centimétrica com granodecrescência ascendente. São descritos exclusivamente na borda norte da bacia.

A alternância entre a fácies C, D e folhelhos da fácies E é interpretada como variação da espessura da coluna d'água, de forma que os folhelhos se depositariam com uma coluna mais espessa enquanto que os argilitos sob uma coluna mais rasa, com a deposição carbonática em períodos de altas taxas de evaporação (Riccomini, 1989; Freitas 2007). A laminação dos folhelhos da fácies E é considerada como de natureza várzea (Riccomini *et al.*, 2004)

Frequentes camadas de folhelho possuem rico registro fóssilífero, dentre os quais estão restos vegetais de angiospermas, espículas de esponjas, tubos de vermes, gastrópodes, ostracodes, crustáceos, além de representantes dos grupos dos insetos, peixes, aves, répteis e mamíferos (Riccomini *et al.*, 2004).

Dentre os vertebrados os peixes são os mais frequentes, sendo reconhecidos espécimes das ordens Characiformes, Siluriformes e Perciformes. As aves apresentam elementos representantes de diversas famílias extintas e atuais, sendo a descoberta mais impressionante sendo da ave denominada *Paraphysornis brasiliensis* de aproximadamente dois metros de altura (Alvarenga, 1982 *apud* Caramês, 2003)

A idade da Formação Tremembé ainda é incerta, sendo que nenhum método de datação absoluta foi aplicado nessas rochas (Couto-Ribeiro, 2010). Estimativas feitas a partir de correlações entre fósseis de mamíferos continentais, conhecida como *South American Land Mammals Age* (SALMA) permite colocar essa formação entre o Oligoceno Superior e Mioceno Inferior (Couto-Ribeiro, 2010).

Microfácies	Diagnose	Interpretação
M1/M2	Folhelhos e argilitos laminados. Petrograficamente identificam-se três microfácies: M1 (argilitos finamente laminados, M2 (argilitos laminados, cujas lâminas apresentam variação da quantidade de matéria orgânica)	Decantação de argilas e matéria orgânica algal e vegetal terrestre em ambiente subaquoso redutor (anóxico/subóxico) (microfácies M1), ora com maior aporte de microclásticos, via eventuais fluxos hipopícnais (microfácies M2)
M3	e M3 (folhelhos laminados, cujas lâminas contínuas e enrugadas são frequentemente compostas por matéria orgânica algal)	Desenvolvimento de esteiras microbianas
M4	Folhelho preto, extremamente físsil (papiáceos) em camadas tabulares de porte médio, com contatos nítidos. Não são observadas bioturbações	Desenvolvimento de esteiras microbianas intercaladas com decantação de argilas associadas a fluxos hipopícnais distais
M5	Argilitos e argilitos calcíferos e calcilitos esbranquiçados; maciços, brechados ou bioturbados	Pedogeneização
-	Argilito de cores avermelhadas, laminado, maciço o mosqueado (bioturbado)	Decantação de argilas em ambiente subaquoso de baixa energia e oxidante associado à parte fina de fluxos gravitacionais.

Figura 6: Síntese das microfácies terrígenas para a formação Tremembé, como definido por Torres-Ribeiro (2004), retirado de Torres-Ribeiro e Borghi (2007)

Torres-Ribeiro (2004) utilizou o conceito de microfácies de Brown (1943) e Mendes (1984) *apud* Torres-Ribeiro e Borghi (2007) para a classificação petrográfica das rochas dessa formação (Figura 6).

Os argilitos possuem composição mineralógica esmectítica, sendo esse recurso econômico o único a ser explorado na formação, dirigido ao uso industrial nos processos de clareamento de óleos, e outros aditivos. A abertura de cavas na Formação Tremembé

também é importante na geração de afloramentos das litologias pouco aflorantes naturalmente.

Segundo Riccomini (1989) essas rochas se depositaram em um ambiente do tipo *playa lake*. Torres Ribeiro (2004) propõe um modelo deposicional distinto, com um lago mais extenso, com lâmina d'água relativamente rasa (5 a 10 metros), sendo que a deposição de argila ocorreu sob baixa energia com clara contribuição eólica.

O potencial gerador de petróleo da bacia é estudado a algum tempo, sendo que em 1881 os folhelhos pirobetuminosos foram utilizados para a produção de combustível para iluminação urbana (Lucchesi, 1998). Marques (1990) revela que os folhelhos da formação Tremembé possuem entre 11,1% e 14,5% de carbono orgânico, porém devido a seu posicionamento estratigráfico pouco profundo, não apresenta potencial de geração.

Freitas (2007) realizou estudo quimioestratigráfico nos folhelhos da formação, levando em conta os dados de carbono orgânico total, enxofre total e resíduo insolúvel, concluindo que ocorreram eventos de bruscas mudanças no Eh do lago. Os folhelhos betuminosos sendo os que apresentam maior característica de ambiente redutor.

5.3.3 Formação São Paulo

A Formação São Paulo ocorre na bacia homônima e em áreas a sudoeste da Bacia de Taubaté, assim como em áreas no centro e a leste da Bacia de Resende. Sua seção-tipo é localizada na Rua Heitor Penteado na Vila Jataí (Riccomini *et al.* 2004)

A formação São Paulo corresponde à sedimentação final da fase rifte na bacia, sendo caracterizada por depósitos de sistemas de rios meandrantos (Riccomini *et al.* 2004). A assembleia litológica composta de arenitos grossos e conglomerados, com estratificação cruzada e base erosiva, e clastos argilosos são relacionados a depósitos de canais meandrantos, sendo que arenitos médios a grossos foram associados a rompimento de diques marginais (Riccomini *et al.* 2004). Já os depósitos mais finos, compostos de siltitos e argilitos foliados, podendo conter linhitos, foram associados a depósitos correspondentes a meandros abandonados (Riccomini *et al.* 2004).

As condições de deposição indicam um paleoclima mais húmido e atividade tectônica mais branda. O conteúdo de palinofósseis permitiu a estimativa de idade da Formação São Paulo de neo-oligocênica (Yamamoto, 1995).

5.3.4 Formação Pindamonhangaba

A Formação Pindamonhangaba de Riccomini *et al.* (1991) ocorre nas bacias de São Paulo, Taubaté e Resende, correspondendo a depósitos associados a fase pós-rifte dessas bacias (Riccomini *et al.* 2004). Também é associada a um sistema fluvial meandrante, sendo

estratigraficamente subdividida em dois membros: Rio Pararangaba e Presidente Dutra (Mancini, 1995)

O membro Rio Pararangaba é caracterizado por conglomerados suportados pela matriz, que gradam para arenitos médios a grossos com estratificações cruzadas associadas a canal. Também ocorrem argilas pretas ricas em matéria orgânica associadas a meandros abandonados (Mancini, 1995). O membro Presidente Dutra é formado argilitos maciços ou laminados, com intercalações de siltitos e arenitos finos, contendo bioturbação e impressão de fósseis vegetais, correspondente a depósitos de planície de inundação (Mancini, 1995).

A Formação Pindamonhangaba é explorada economicamente para a extração de minerais industriais não metálicos, como areia e cascalho, para uso no setor de construção civil. Os depósitos argilosos possuem composição caulinitica e são utilizados para produção de cerâmica (Mancini, 1995).

Estimativas de idades foram realizadas a partir de seu posicionamento estratigráfico e da datação por C14 de turfas assentadas sobre os sedimentos dessa formação, indicando idade miocênica a pliocênica (Mancini, 1995).

6. MATERIAIS E MÉTODOS

6.1 Levantamentos de campo

Previamente aos trabalhos de campo, foram feitos levantamentos dos possíveis melhores afloramentos por meio de consultas bibliográficas e análise de imagens de satélite. Também foram consultados os mapas geológicos da região da bacia. Em seguida foram realizadas duas etapas de campo, nos meses de maio e setembro.

Os trabalhos de campo envolveram o reconhecimento de afloramentos, descrição detalhada de fácies e associação de fácies, por meio da construção de painéis, amostragem para análise petrográfica e amostragem para análise paleomagnética (Figura 7).

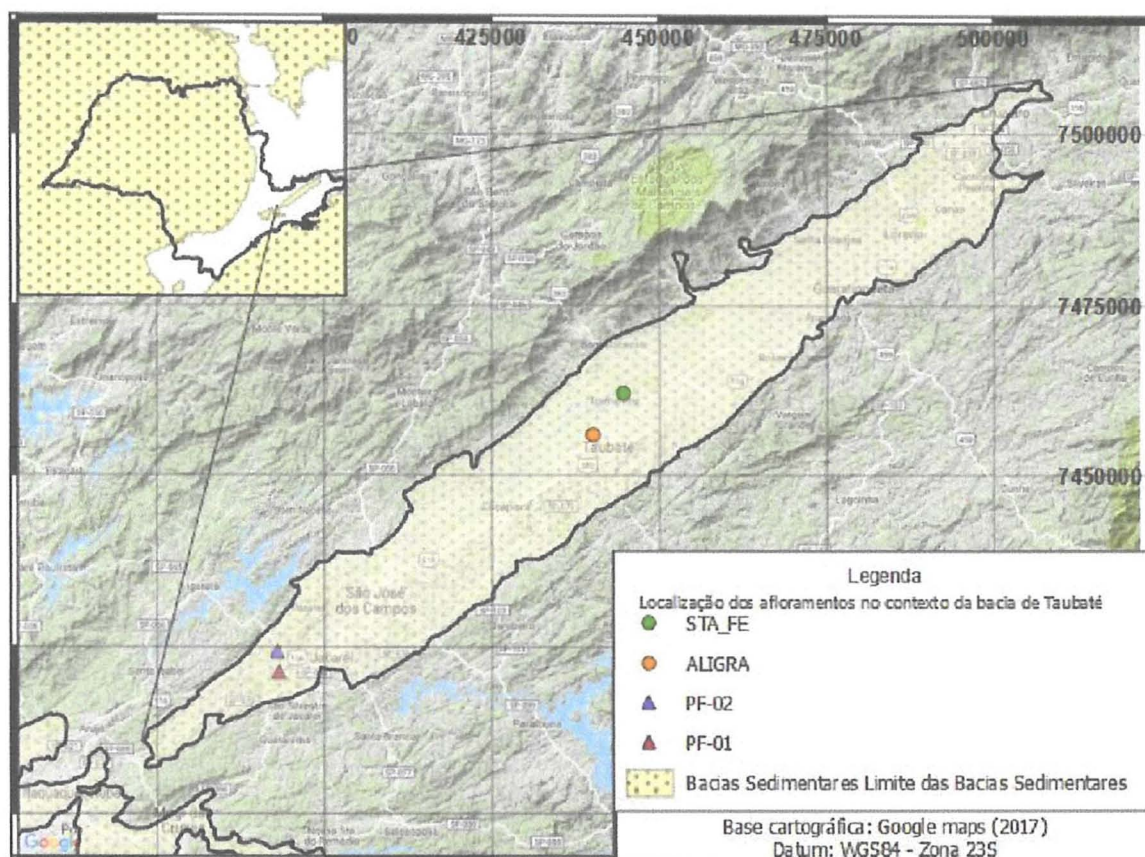


Figura 7: Mapa de localização dos afloramentos descritos em campo no contexto da Bacia de Taubaté no estado de São Paulo. Destes apenas o afloramento ALIGRA e PF-01 foram utilizados para as análises do trabalho.

6.1.1 Caracterização faciológicas

O termo “ fácies sedimentar ” corresponde a um volume de sedimentos ou rochas sedimentares que apresentam um conjunto de características que permitem sua distinção das porções adjacentes, como litologia, textura, composição mineralógica, geometria, estrutura, e conteúdo fossilífero (Selley, 1996). Uma associação faciológica é relacionada ao sistema deposicional, sendo assim um conceito genético de classificação, permitindo a interpretação de paleoambientes deposicionais.

O estudo faciológico dos afloramentos da Formação Resende foi feito a partir da construção de painéis estratigráficos, utilizando-se a metodologia de análise de Miall (1996), baseada na identificação de elementos arquiteturais de depósitos fluviais. Segundo este autor as descrições e definições acerca da arquitetura deposicional devem incluir os seguintes aspectos:

- a) Natureza dos contatos (superior e inferior)
- b) Geometria externa
- c) Escala
- d) Geometria Interna

Já quanto às fácies de rochas pelíticas da Formação Tremembé, foram classificadas seguindo como guia principal as características listadas por Potter *et al.* (1980), como cor, estado de consolidação, faturamento, granulometrias presentes, laminações e estratificações, conteúdo fóssilífero, bioturbação, conteúdos orgânicos e minerais acessórios (Figura 8).

Para o desenvolvimento desta etapa foram selecionados um afloramento da Formação Resende e um afloramento da Formação Tremembé, onde foram confeccionados painéis estratigráficos em escala 1:20 e seções geológicas, construídas com o auxílio de fotomosaicos, além da coleta de amostras.

Porcentagem de constituintes na fração argila			0-32	33-65	66-100
Adjetivo usado em campo			Granulado	Lamoso	Liso
Inconsolidado	Estratificação	Maior do que 10 mm	Silte acamadado	Lama acamadada	Argila acamadada
	Laminação	Menor do que 10 mm	Silte laminado	Lama laminada	Argila laminada
Consolidado	Estratificação	Maior do que 10 mm	Siltito acamadado	Lamito acamadado	Argilito acamadado
	Laminação	Menor do que 10 mm	Siltito laminado	Folhelho siltoso	Folhelho
Metamorfisado	Grau de metamorfismo <div><div>Baixo</div><div>↓</div><div>Alto</div></div>		Argilito quartzoso	Argilito	
			Ardósia quartsoza	Ardósia	
			Filito e/ou mica xisto		

Figura 8: Tabela de classificação utilizada para rochas e sedimentos de granulometria fina de Potter et al. (1980) apud Boggs (2009).

6.1.2 Amostragem para análise petrográfica

A amostragem para análise petrográfica foi realizada sistematicamente após o reconhecimento faciológico e construção dos painéis estratigráficos. O afloramento P1, da Formação Resende, foi escolhido para a amostragem de todas as fácies, devido ao seu relativo bom estado de conservação e maior exposição em comparação aos demais afloramentos desta formação encontrados em campo.

Também foram amostradas as rochas finas da Formação Tremembé na mineradora Algra, porém nem todas as amostras foram encaminhadas para a laminação devido à baixa preservação da qualidade, principalmente dos argilitos maciços.

6.1.3 Amostragem para análise paleomagnética

Existem dois métodos principais de amostragem para estudos de paleomagnetismo, o método de bloco e o por sonda mecânica manual (Gough, 1967), sendo que o utilizado nos trabalhos de campo foi o método de bloco, que consiste na retirada de amostras de mão orientadas com dimensões de aproximadamente 15x10x5 cm (Tarling, 1983; Butler, 1992).



Figura 9: Exemplo da amostragem paleomagnética pelo método de blocos. A seta azul indica a direção Norte.

A orientação dos blocos foi medida com bússola do tipo brunton, sendo escolhidos com preferência os blocos onde o mergulho da camada fosse sub-horizontal (Figura 9). O acesso à afloramentos da Formação Tremembé aconteceu nas mineradoras Algra em Taubaté e Sociedade Extrativa Santa Fé (SESF) em Tremembé, porém a amostragem não foi realizada na SESF devido à dificuldade de aproximação ao afloramento.

6.2 Petrografia

Foram descritas o total de 17 seções delgadas, incluindo rochas da Formação Resende e Tremembé. Como parte da preparação, as amostras foram serradas pelo aluno na serra anexa ao laboratório CORE do Instituto Oceanográfico.

Por se tratar de material frágil, depois de serradas as amostras foram impregnadas em resina epóxi no Laboratório de Geoquímica e Análises Mineralógicas do IGc, antes de serem encaminhadas ao Laboratório de Laminação, também neste instituto.

O estudo microscópico de seções delgadas realizado no Laboratório Didático de Microscopia Petrográfica (LDMP), usando microscópios binoculares Olympus BX40, permite a observação em microescala, com maior detalhamento textural, composicional e estrutural.

Para os arenitos, o esquema e sistemática de descrição são baseados em Tucker (2001) que inclui a descrição da textura, composição e morfologia dos grãos, matriz, compactação, cimentação, dissolução/substituição, porosidade. Tais aspectos permitem a classificação petrográfica das amostras e interpretação de ambientes deposicionais bem como a natureza da diagênese.

A granulometria modal foi estimada visualmente a partir do uso da escala reticular do microscópio e a classificação foi feita com base nos limites de Udden-Wentworth (Wentworth, 1922 apud Boggs, 2009) da seguinte maneira:

Grânulo: 4,00 – 2,00mm; Areia muito grossa: 2,00 – 1,00 mm; Areia grossa: 1,00 – 0,5 mm; Areia média: 0,5 – 0,25 mm; Areia fina 0,25 – 0,125 mm; Areia muito fina: 0,125 – 0,062 mm; Lama (silte + argila): < 0,062 mm.

Segundo Boggs (2009) a seleção granulométrica de uma população é a medida da amplitude dos tamanhos dos grãos presentes bem como sua distribuição ao longo da média. A análise de seleção granulométrica foi feita com base na carta de comparação visual de Folk (1968) (Figura 10) *apud* Boggs (2009).

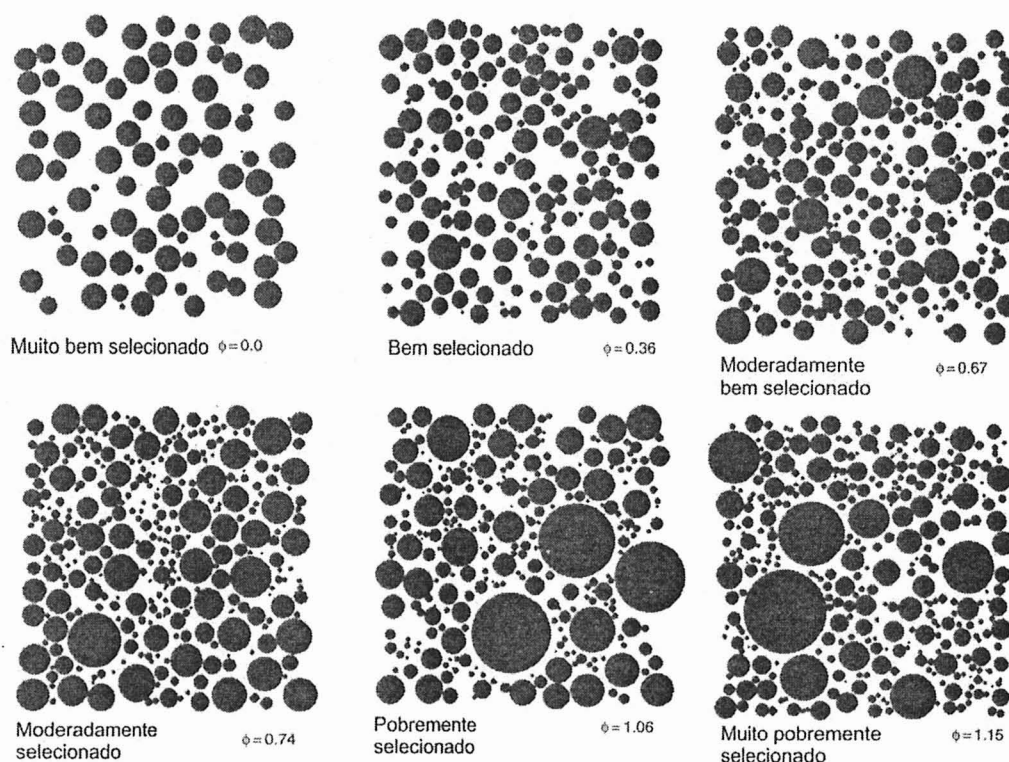


Figura 10: Carta de comparação visual, classificados verbalmente de muito bem selecionado a muito pobremente selecionado, segundo Folk (1968) apud Boggs (2009).

O formato dos grãos, que inclui todos os aspectos da morfologia externa da partícula, incluindo forma, arredondamento e esfericidade também foram descritos como características texturais do arcabouço. Grau de arredondamento e esfericidade foram descritas seguindo a escala de Powers, classificação baseada em estimativas visuais e ainda é muito utilizada devido a sua praticidade (Figura 11) (Boggs, 2009).

O grau de arredondamento que se refere a quantidade de arestas presentes no grão, sendo que tal classificação subdivide em: muito anguloso, anguloso, subanguloso, subarredondado, arredondado e bem arredondado (Figura 11).

A composição mineralógica dos grãos presentes no arcabouço foi definida com base nas diversas características óticas dos minerais, como hábito, pleocroísmo, geminações, cor de interferência. Duas classificações petrográficas foram utilizadas para as rochas arenáceas, a de Folk (1980) e a de Dott (1964). A classificação proposta por Folk (1980) leva em consideração a proporção de grãos do arcabouço, dividindo-os entre grãos quartzozos, grãos feldspáticos e grãos líticos diversos.

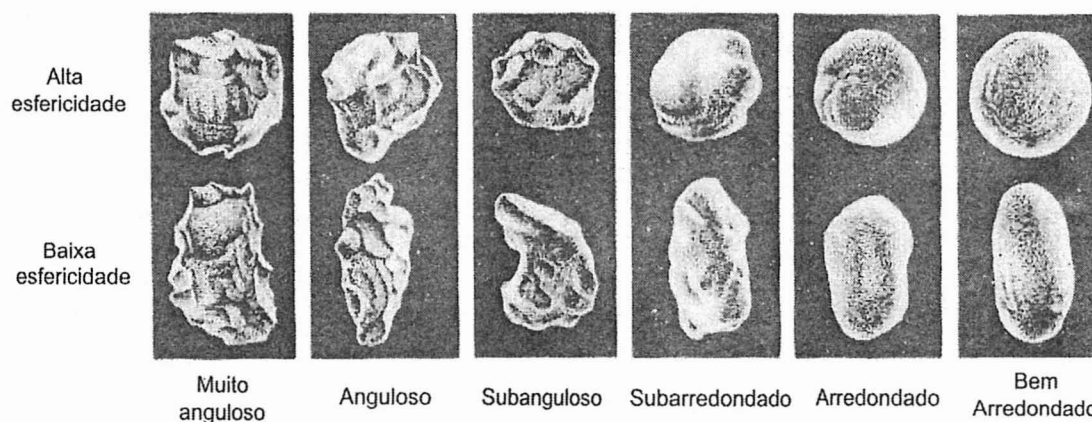


Figura 11: Imagens utilizadas para a estimativa granulométrica das partículas na fração areia, descritas com o microscópio petrográfico (traduzido de Powers, 1953)

Já a de Dott (1964) também leva em consideração a quantidade de matriz presente no volume total da amostra. A matriz foi classificada e descrita segundo Dickinson (1970) *apud* Boggs (2009) nas seguintes categorias:

- i) Protomatriz: presente em rochas pouco consolidadas, constituída de argila detrítica não recristalizada.
- ii) Ortomatriz: argila detrítica ou protomatriz recristalizadas, reconhecidas por serem heterogêneas e possuírem estruturas reliquiares.
- iii) Epimatriz: material intersticial autigênico levemente recristalizado.
- iv) Pseudomatriz: material descontínuo formado pela compactação mecânica de grãos detríticos fracos, como folhelhos no espaço intersticial dos grãos mais resistentes. É reconhecida pelas estruturas de compactação.

Para a classificação das rochas mais finas da Formação Tremembé foi utilizada a tabela de Potter *et al.* (1980), que leva em conta características composicionais, baseadas na proporção de constituintes na fração argila, além de aspectos estruturais como laminação e estratificação.

6.3 O estudo de paleomagnetismo e seus métodos

6.3.1 Embasamento teórico

Os estudos de paleomagnetismo se baseiam nas observações atuais sobre o campo geomagnético terrestre que atualmente pode ser modelado como um dipolo geocêntrico inclinado aproximadamente $11,5^\circ$ em relação ao eixo de rotação da Terra (Butler, 1992).

Um dos conceitos centrais utilizados em estudos paleomagnéticos é o modelo do Dipolo Geocêntrico Axial (DGA) que admite que o campo magnético da Terra é gerado a

partir de um único dipolo magnético localizado no centro do planeta alinhado com o eixo de rotação se considerado um período acima de 10^4 anos (Butler, 1992).

O campo geomagnético não é constante no tempo geológico, variando nas mais diversas escalas, desde variações na escala de minutos, como pulsos e flutuações em curto prazo, até variações na escala de milhões de anos, como as inversões internas (Opdyke e Channell, 1996; Tauxe, 1993).

Em superfície o campo pode ser expresso por um vetor que possui declinação (D) e inclinação (I), variável sistematicamente com a latitude (λ), de acordo com a fórmula:

$$\tan(I) = 2 \tan \lambda$$

Tal inclinação (I) é, por convenção, positiva se aponta para o centro da Terra e negativa se aponta para fora, variando conforme a latitude, de -90° no polo sul geográfico até $+90^\circ$ no polo norte geográfico (Butler, 1992).

As inversões de polo magnético ocorrem quando a polaridade do campo geomagnético e consequentemente o sinal do dipolo axial se inverte (Tauxe, 1993). Em períodos com mesma polaridade da observada no presente, o sentido do polo é denominado de normal e quando em sentido oposto, é denominado de invertido (Butler, 1992).

Os minerais ferromagnéticos registram o momento geomagnético de diversas maneiras a depender do seu processo de formação, no caso de rochas ígneas, ou deposição, no caso de rochas sedimentares. A Magnetização Remanente Natural (NRM) é o nome genérico dado a essas componentes adquiridas no momento ou logo após a deposição (Tarling, 1983; Butler, 1992; Opdyke e Channell, 1996).

Em sedimentos e rochas sedimentares a aquisição magnética pode ocorrer durante a queda na coluna d'água e/ou quando o grão toca a interface água-sedimento. Tais processos são denominados de Magnetização Remanente Detrítica (DRM) (Tauxe, 2003).

A aquisição também pode ocorrer quando os minerais ferromagnéticos se encontram logo abaixo da interface água-sedimento, denominada de magnetização remanente pós-deposicional (pDRM) segundo Tauxe (2003). De forma geral a pDRM é a magnetização natural mais estável, e pode ser chamada de Magnetização remanente característica (ChRM).

6.3.2 *Preparação das amostras*

As amostras destinadas à análise de MNR foram serradas pelo aluno no laboratório anexo ao CORE do Instituto Oceanográfico. O dimensionamento das amostras foi

padronizado em cubos de aproximadamente 8 cm³, seguindo as especificações do magnetômetro e bibliografia consultada (Tarling, 1983; Tsukui & Clyde, 2012).

A utilização da serra exigiu a limpeza constante dos suportes onde as amostras eram encaixadas, bem como a troca da água utilizada para o resfriamento da serra, para que evitasse qualquer contaminação (Figura 12).

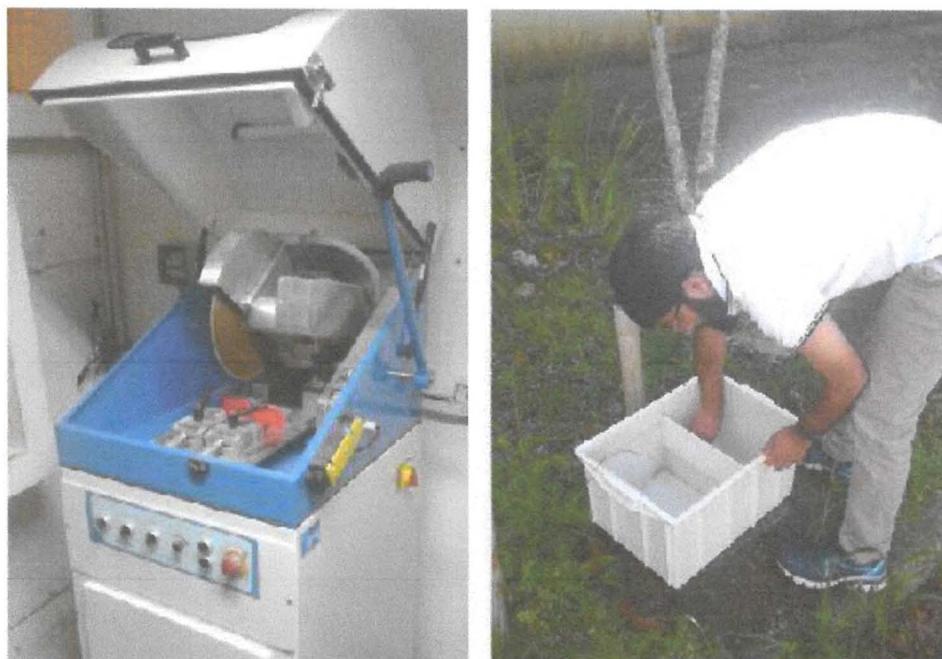


Figura 12: Do lado esquerdo a serra utilizada para a preparação das amostras em cubos de 2 centímetros de lado. À direita, a limpeza do compartimento com água utilizada no resfriamento da serra.

Devido à alta fissilidade das amostras de folhelhos, o processo de preparação envolveu a colagem das partes deslocadas, utilizando supercola (cianoacrilato) e envolvimento das amostras em filme plástico (PVC) ou com fita adesiva, para preservação de sua integridade.

6.3.3 *Análise Termomagnética*

A análise termomagnética tem como objetivo principal a aquisição de informações sobre o mineral portador de magnetismo por meio da geração de curvas de susceptibilidade versus temperatura (Kt/T) (Raposo, 2006).

Nessa análise, alguns microgramas de material argiloso, representativos da fácies de folhelho rítmico (AL20) foram submetidos a aquecimento progressivo no Kappabridge. As curvas de alta temperatura permitem identificar o momento em que toda a magnetização da rocha é perdida. As transições mais reconhecíveis são a temperatura de Curie da magnetita (580°C) e a temperatura de Néel da hematita (680°C) (Raposo, 2006)

6.3.4 Análise de NRM

As análises foram realizadas no Laboratório de Paleomagnetismo do IAG, em uma sala com isolamento do campo geomagnético, utilizando o magnetômetro de rocha supercondutor modelo 755-4K da 2G Enterprises.

O magnetômetro criogênico vem sendo utilizado desde o início dos anos 1970, para a medição de amostras com magnetizações de baixa intensidade com maior agilidade em comparação a outros tipos de magnetômetros, como o spinner (Butler, 1992). Magnetômetros criogênicos utilizam sensores do tipo SQUID (Superconducting Quantum Interference Device), com operação em temperatura de hélio líquido (4 Kelvin) (Goree & Fuller, 1976; Butler, 1992).

A desmagnetização das amostras foi realizada com a indução de campo magnético alternado, *alternating field* (AF), com intensidades progressivas (McElhinny & McFadden, 2000). No caso deste estudo, as intensidades de campo utilizadas no processo de desmagnetização foram progressivamente para cada amostra: 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 12, 14, 16, 18, 20, 25, 30, 35, 40, 45, 50, 60, 70, 80 mT.

Os dados das desmagnetizações foram tratados e analisados utilizando o software *PuffinPlot* (Lurcock e Wilson, 2012), onde foram feitos os cálculos referentes à direção da magnetização. Cada amostra possui um dado de paleodireção do campo magnético que foi correlacionado ao nível estratigráfico de origem. O vetor magnetização é calculado pelo método de componentes principais (PCA) de Kirschvink (1980) na plataforma do programa *Puffinlott*. O desvio angular máximo (MAD) também foi levado em conta para o grau de confiabilidade das direções.

7. RESULTADOS

7.1 Formação Resende

A análise faciológica, petrográfica e paleomagnética foi realizada no afloramento P1 da Formação Resende, com dimensões de 7 metros de altura por 30 metros de comprimento localizado ao lado da rodovia Dom Pedro I, no km 4, sentido Igaratá (Figura 14).

Foram identificadas 6 fácies sedimentares, marcadas pela sucessão de lamitos e arenitos, resumidas na tabela abaixo (Figura 13):

P1			
Código	Fácies	Diagnose	Interpretação
Gt	Cascalho, estratificado	Estratificação cruzada truncada	Preenchimento de canais menores
Sm	Areia fina a grossa	Maciço, ou com laminação fraca.	Fluxo gravitacional
St	Areia fina a muito grossa, podendo conter seixos.	Estratificações cruzadas planares, agrupadas ou incipientes.	
Fsm	Silte, lama	Maciço	Backswamp ou canais abandonados
Fl	Areia, silte, lama.	Laminação fina, pequenas marcas onduladas.	Overbank, canal abandonado ou depósitos de inundação.
Fm	Lama, silte	Maciça, gretas de contração.	Overbank, canal abandonado ou drape deposits

Figura 13: Tabela com as fácies observadas no perfil 1 com suas características diagnósticas e interpretação de paleoambiente deposicional.

As análises de NRM obtidas para as fácies da Formação Resende não tiveram, em geral, êxito quanto à identificação das paleodireções de campo magnético. As direções não apresentaram consistência, provavelmente devido ao próprio processo deposicional de alta energia, não sendo ideal para a obtenção desse tipo de dado.

Petrograficamente os arenitos dessa formação apresentam características de subarcósio e arcósio, com indica o diagrama de classificação de Folk (1980) (Figura 15)

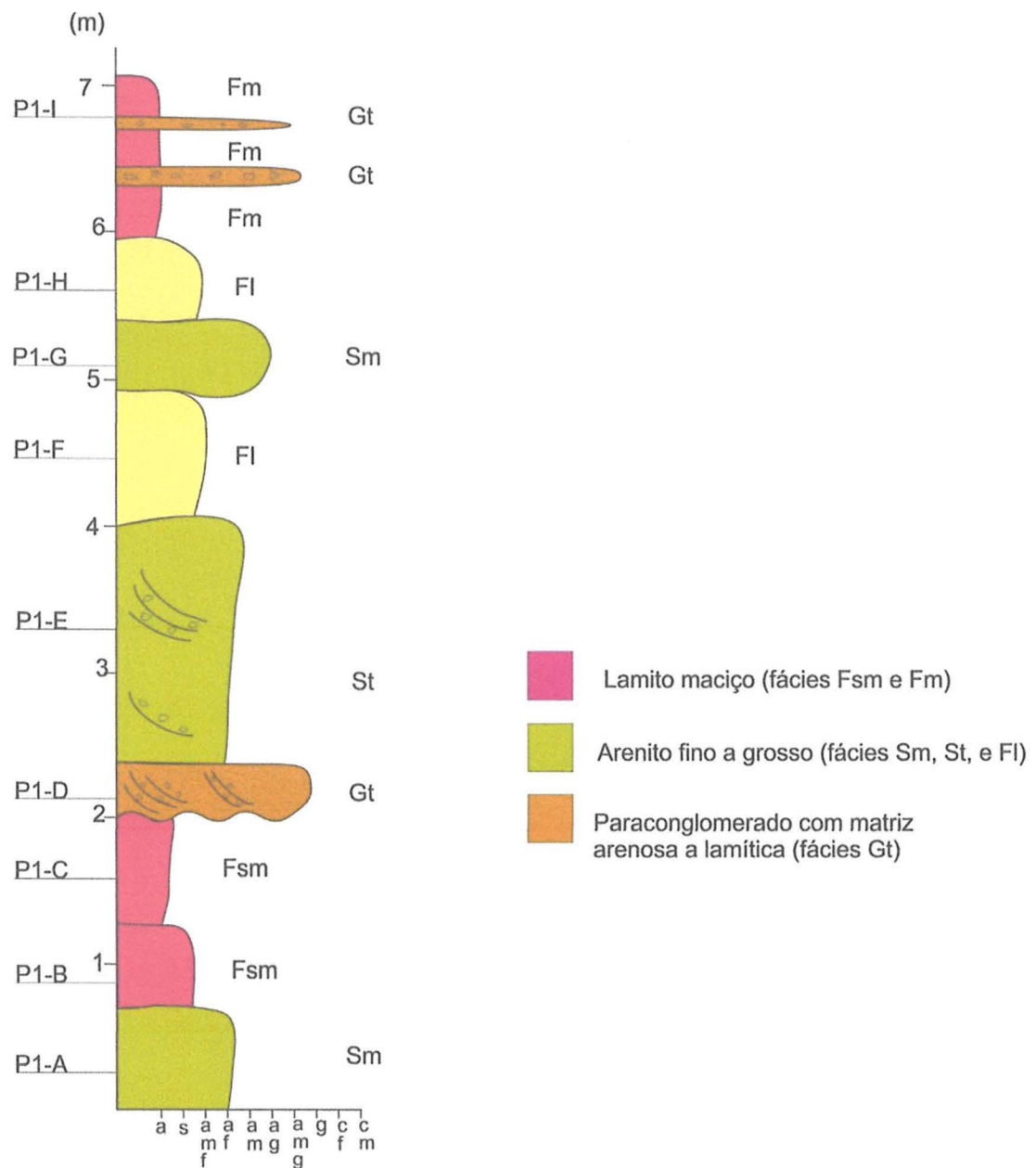


Figura 14: Perfil sedimentar do afloramento P1 com a fácies indicada ao lado de cada pacote. As cores indicam a granulometria predominante. Do lado esquerdo da seção está a localização da retirada das amostras para estudo petrográfico e paleomagnético.

7.1.1 Fácies Sm

Constitui o pacote basal do perfil, possuindo 70 centímetros de espessura, e composta por arenito maciço mal selecionado de coloração esverdeada, com grãos de quartzo e feldspatos caulinitizados. Sua granulometria é predominantemente areia fina, podendo conter areia grossa de forma incipiente.

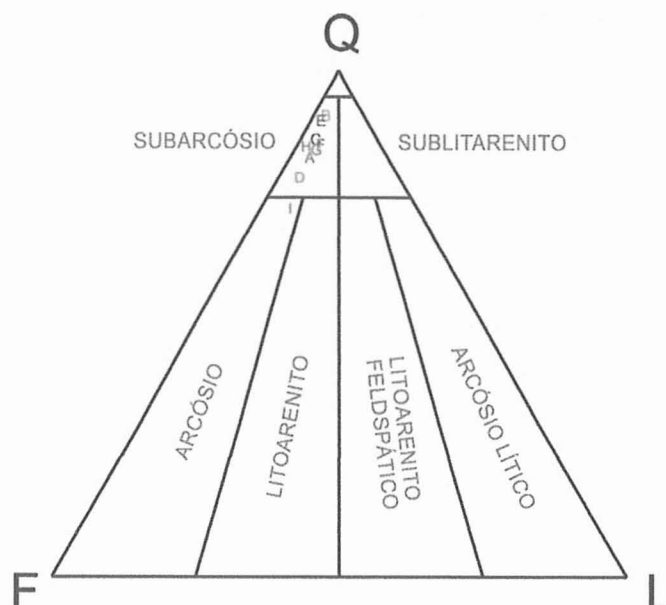


Figura 15: Diagrama petrográfico de Folk (1980) para a classificação de arenitos. A classificação composicional leva em conta os conteúdos relativos de quartzo (Q), feldspatos (F) e fragmentos líticos diversos (L). As letras coloridas representam a composição das amostras do perfil 1.

O arcabouço constitui 53% do volume da amostra, com granulometria variando entre 50 μm (predominante) e 500 μm , formato anguloso e moderada esfericidade. Os grãos são flutuantes ou com contato pontual (Figura 16).

A composição mineralógica, com 85% quartzo, 5% opacos, 8% feldspatos e 2% muscovita, caracteriza a rocha como arenito vácuico subarcoseano. A matriz (47%) é composta por grãos finos de quartzo e argilominerais, textualmente definida como protomatriz.

7.1.2 Fácies Fsm

É constituída de lamitos com matriz esverdeada, predominantemente maciça, podendo conter laminação mal definida. Nessa camada foi observado restos de raízes (rizólitos) sinalizando que esta camada esteve exposta a processos pedogenéticos.

A amostra contém 55% de clastos de granulometria variando entre 25 μm e 500 μm , formato anguloso e moderada esfericidade. Os grãos são flutuantes ou com contato pontual. A composição mineralógica, com cerca de 88% quartzo, 2% opacos, 6% feldspatos e 2% fragmentos líticos, indica que a rocha é madura mineralogicamente, com minerais estáveis, no caso predominantemente quartzo, compondo entre 70-80% da rocha (Folk, 1980).

A matriz (45%) é composta principalmente de protomatriz, sin deposicional e pouco cristalizada, com alguma ocorrência de pseudomatriz. Possui evidência de compactação, como recristalização intergranular. A rocha é classificada como subarcóseo vácuico.

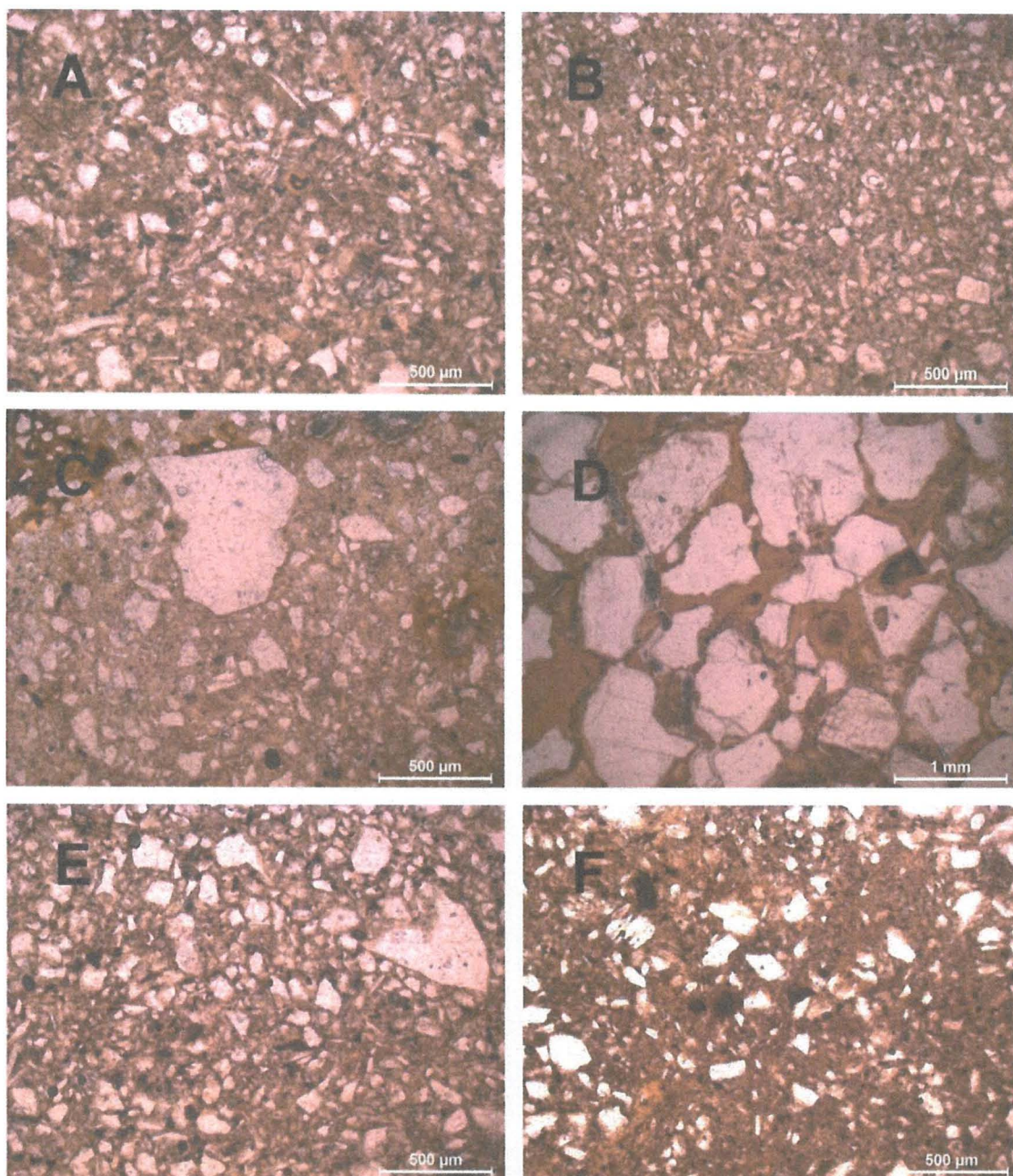


Figura 16: Fotomicrografias das amostras P1-A, B, C, D, e F, conforme a indicação em cada quadro. Resumidamente as amostras possuem grãos angulosos, com matriz formada por protomatriz predominantemente. Os opacos, minerais importantes para as características magnéticas, possuem granulometria mais fina em comparação à granulometria modal e orientação dispersa nas seções. A amostra P1-D se destaca por possuir cimentação e epimatriz entorno dos grãos.

7.1.3 *Fácies Gt*

Constitui uma lente de paraconglomerado com contato erosivo, exibindo forma acanalada. Sua estrutura interna é marcada por estratificação cruzada acanalada e coloração castanha escura. O arcabouço é constituído de grânulos e seixos subarredondados com baixa esfericidade, de grãos de quartzo poli e monocristalinos além de feldspatos (caulinizados). Já a matriz é composta por areia fina e argila, de coloração amarelada.

A amostra contém cerca de 80% de clastos de granulometria variando entre 25 μm a 1,5 mm, sendo a granulometria mais grossa predominante. Os grãos são flutuantes ou com contato pontual (Figura 16, D). A composição mineralógica, com cerca de 85% quartzo, 5% opacos, 8% feldspatos e 2% muscovita. A rocha é classificada como subarcóseo. A matriz (10%) é composta principalmente de epimatriz recristalizada. A amostra é a única onde cimento (10%) é presente, com textura intersticial, e de composição provavelmente silicatica amorfa.

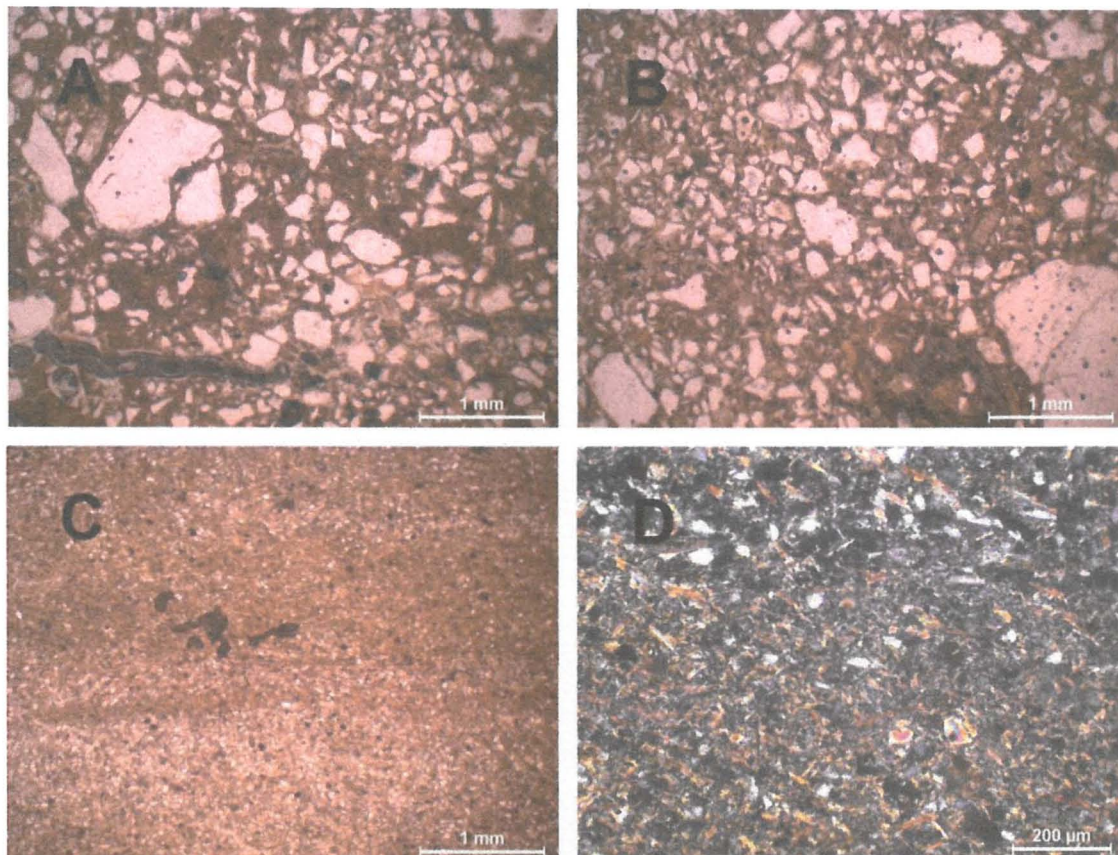


Figura 17: Fotomicrografias das amostras P1-G (A), P1-H (B) e P1-I (C e D). Nos quadros C e D é possível observar laminação composicional, por diferenças na quantidade de matriz.

7.1.4 *Fácies St*

É composta de arenitos médios a grossos, moderadamente a mal selecionados, formando pacotes tabulares ou lenticulares. A amostra contém cerca de 65% de clastos de granulometria variando entre 25 μm (predominante) a 250 μm , com um grão de 1,5mm. Possui formato anguloso e moderada esfericidade. O contato entre os grãos é flutuante ou pontual.

A composição mineralógica, com cerca de 90% quartzo, 3% opacos, 6% feldspatos (entre feldspatos potássicos e plagioclásio) e 1% de fragmentos líticos diversos. A rocha é classificada como arenito váquico subarcoseano. A matriz (35%) é composta principalmente de protomatriz, sindeposicional e pouco cristalizada, com pouca ocorrência de pseudomatriz (clastos de argila).

7.1.5 A fácies *Fl*

Essa fácies é formada por camadas de areia fina a muito fina com estrutura maciça e fracamente laminada, formando pacotes de 0,5 a aproximadamente 1 metro de espessura.

A amostra contém cerca de 45% de clastos de granulometria variando entre 50 μm e 500 μm , com predomínio de granulometria de 250 μm , formato anguloso e moderada esfericidade. Os grãos são flutuantes ou com contato pontual. A composição mineralógica, com cerca de 85% quartzo, 5% opacos, 8% feldspatos e 2% muscovita permite classificar a rocha como subarcóseo.

A matriz (45%) é composta principalmente de protomatriz, sin deposicional e pouco cristalizada, com alguma ocorrência de pseudomatriz.

7.1.6 Fácies *Fm*

É constituída por camadas tabulares de lamitos maciços intercalados com a fácies Gt. O contato entre essas duas fácies é erosivo na base de Gt e conformante com seu topo. Em microescala a amostra é moderadamente a bem selecionada, com laminação decorrente da variação na proporção matriz/arca-bouço.

7.2 Formação Tremembé

A análise faciológica, petrográfica e paleomagnética foi realizada no afloramento localizado na extrativa Aligra, com dimensões de 13 metros de altura por 20 metros de comprimento (Figura).

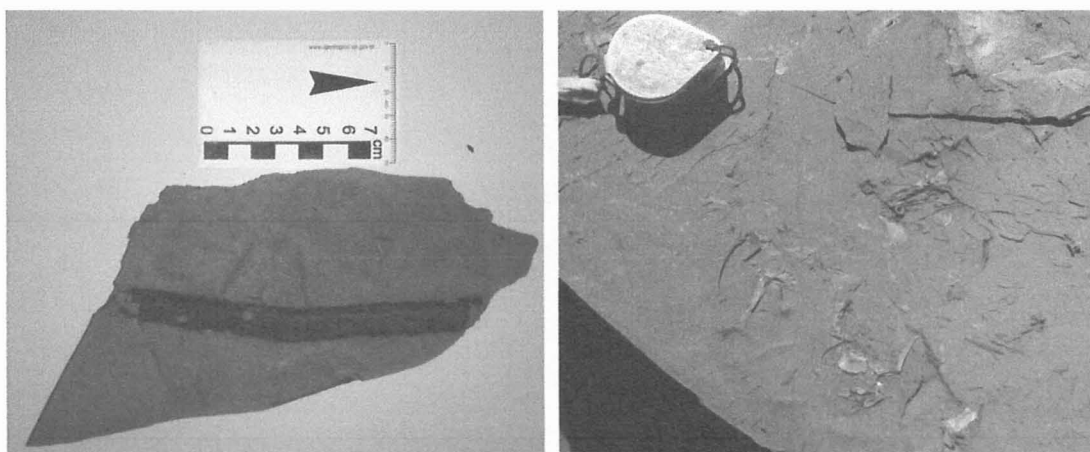


Figura 18: Exemplo de fósseis presentes nos folhelhos da Formação Tremembé. À esquerda um fragmento de tronco carbonizado, e à direita esqueleto desarticulado de peixe de pequeno porte.

A parede de frente de extração é formada por uma sucessão de duas fácies principais intercaladas: a de folhelhos rítmicos e a de argilitos maciços.

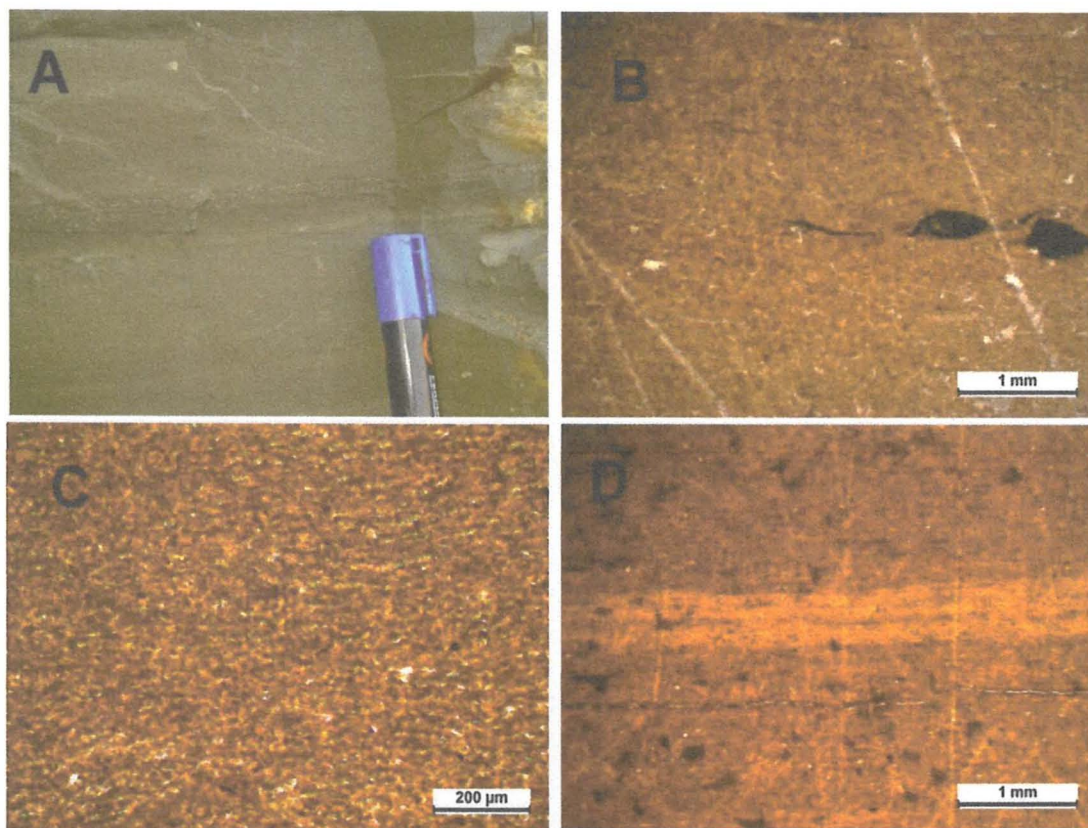


Figura 19: A: folhelho com camada rica em ostracodes; B: folhelho com silte e ostracodes preenchidos por material preto; C: folhelho finamente laminado, evidenciado por laminais rítmicas e enrugadas, mais concentradas em matéria orgânica.

7.2.1 Folhelho laminado

As camadas de folhelho laminado (2, 3, 4, 6 e 7 na figura 22) possuem abundante conteúdo fóssilífero, entre restos de peixes, aves e restos vegetais (figura 18). A condição desses fósseis, fragmentados e desarticulados, indicam que o soterramento foi lento e provavelmente gradual.

Os fósseis mais abundantes são de ostracodes, chegando a gradar para margas em camadas esbranquiçadas de alguns centímetros de espessura. Em geral essa gradação é interpretada como um incremento de salinidade na água do lago, podendo indicar períodos com maiores taxas de evaporação. As amostras contêm proporções de silte que variam em torno de 10%.

7.2.2 Argilito Maciço

As camadas de argila maciça (1 e 5 na figura 20) possuem coloração levemente azuladas e são praticamente desprovidas de conteúdo fóssilífero, se tratando de argilas muito puras, contendo, porém, pirita e quartzo como minerais acessórios. No contato inferior com dos argilitos com os folhelhos identifica-se estruturas de preenchimento e infiltração das argilas maciças nos folhelhos. Tal estrutura pode ser indicativa de gretação nos folhelhos,

com fissuras preenchidas por argila. Em microescala é possível identificar clastos argilosos como na figura 20, além de grão finos de silte.

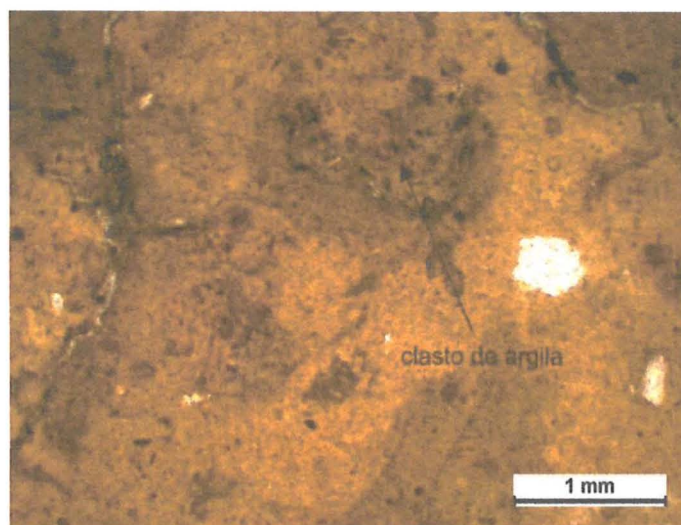


Figura 20: Seção delgada de amostra de argilito maciço da base da frente de extração da Aligra. A amostra possui clastos de argila de aproximadamente 1mm

8. INTERPRETAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

8.1 Elementos arquiteturais e paleoambientes da Formação Resende

O conjunto de fácies observadas nas sucessões estratigráficas da Formação Resende foi interpretada conforme os elementos arquiteturais propostos por Miall (1996), identificando-se superfícies estratigráficas e suas ordens de magnitude. Este autor propõe dez ordens de magnitude diferentes para a hierarquização dessas superfícies. Nas seções estudadas foram hierarquizados dois tipos de superfícies, resumidas e relacionadas conforme a tabela (Figura 21).

Foram interpretados elementos arquiteturais formados em canais e em bancos de inundação, se tratando de ambientes distintos de deposição, porém claramente associadas a um sistema fluvial. Dentre os elementos formados em canais estão os Sandy Bedforms (SB) e Gravel Bedforms (GB), sendo que este se trata de ambiente de maior energia.

O elemento SB (Leito Arenoso, *Sandy Bedforms*) foi identificado como corpos sedimentares com geometria tabular de grande extensão lateral (>30metros) e aproximadamente 1 metro de espessura, constituído por depósitos arenosos, geralmente maciços, mas também apresentando estratificação cruzada com sets de 10 centímetros de espessura.

Ordem	Interpretação	Correlação
1ª	Discordâncias erosivas, relacionadas a eventos de escala regional.	7ª e 8ª ordens de Miall (1996)
2ª	Superfícies de reativação, que delimitam pacotes de mesma natureza, distintos dos adjacentes.	5ª e 6ª ordens de Miall (1996)
3ª	Superfícies que marcam mudanças nas condições de fluxo e separam camadas de mesma litofácies ou de litofácies distintas. Delineiam os elementos aquiteturais	3ª e 4ª ordens de Miall (1996)

Figura 21: Tabela com a hierarquização das superfícies limitantes seguidas em campo. A superfície de 1ª ordem não foi observada, porém está aqui relacionada como efeito de referência com a bibliografia. Esta seria a ordem utilizada, como um exemplo, para a limitação de pacotes de diferentes formações.

O elemento GB (Leito Cascalhoso, *Gravel bedforms*) se expressa como corpos lenticulares com topo e base aproximadamente plana, e, no perfil 2, com topo plano e base em forma sinuosa em morfologia de canal. É caracterizado pelas fácies e litologias presentes são arenitos grossos chegando e paraconglomerados com clastos de quartzo, feldspato e fragmentos líticos em sua maioria de biotita gnaisses. A matriz esverdeada é composta por areia média a muito fina, silte e argila.

O elemento FF é formado por camadas tabulares com granulometrias mais finas, estruturas maciças ou fracamente laminadas. Tal elemento pode ser associado a planícies de inundação ou pântano

8.2 Depósitos lacustres da Formação Tremembé

Os depósitos de folhelhos e argilitos da Formação Tremembé indicam ambiente lacustre bastante dinâmico. As camadas de ostracodes podem indicar variação na salinidade ocasionada pela maior taxa de evaporação. Consequentemente, espera-se que a espessura da coluna d'água também era bastante variável.

S

N

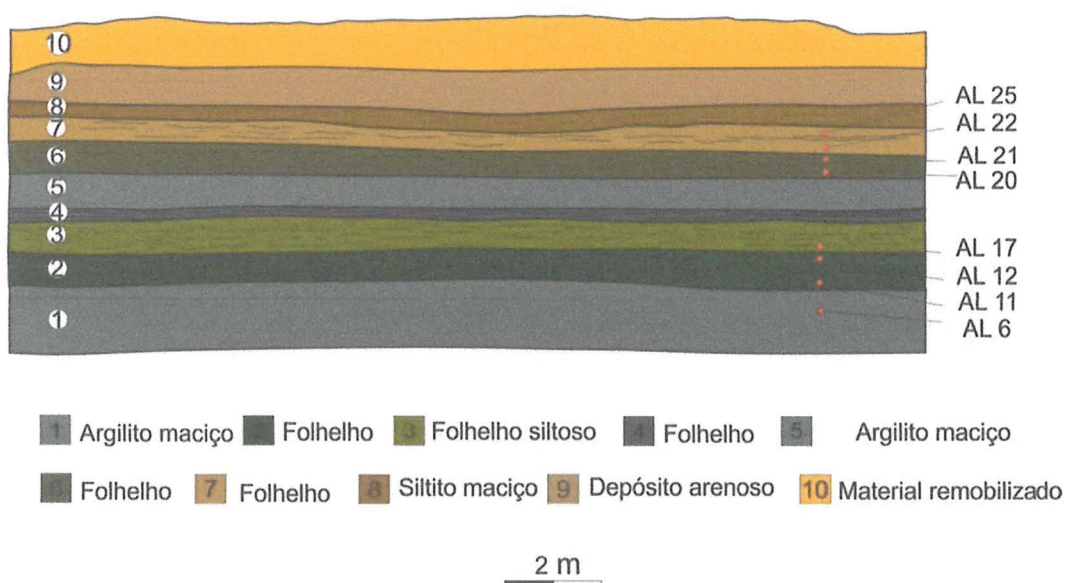


Figura 22: Fotmosaico da frente de extração da Algra (superior), e interpretação faciológica, com a indicação dos pontos de coleta de amostras para laminação.

As camadas de argilito maciço, com clastos argilosos e pobres em conteúdo fossilífero, podem ser indicativas de deposições rápidas e de maior energia do que os folhelhos. Possivelmente essas camadas podem ser interpretadas como o avanço de porções distais de um leque aluvial, podendo inclusive estar relacionados a um aumento do regime de chuvas ou incremento na temperatura da época.

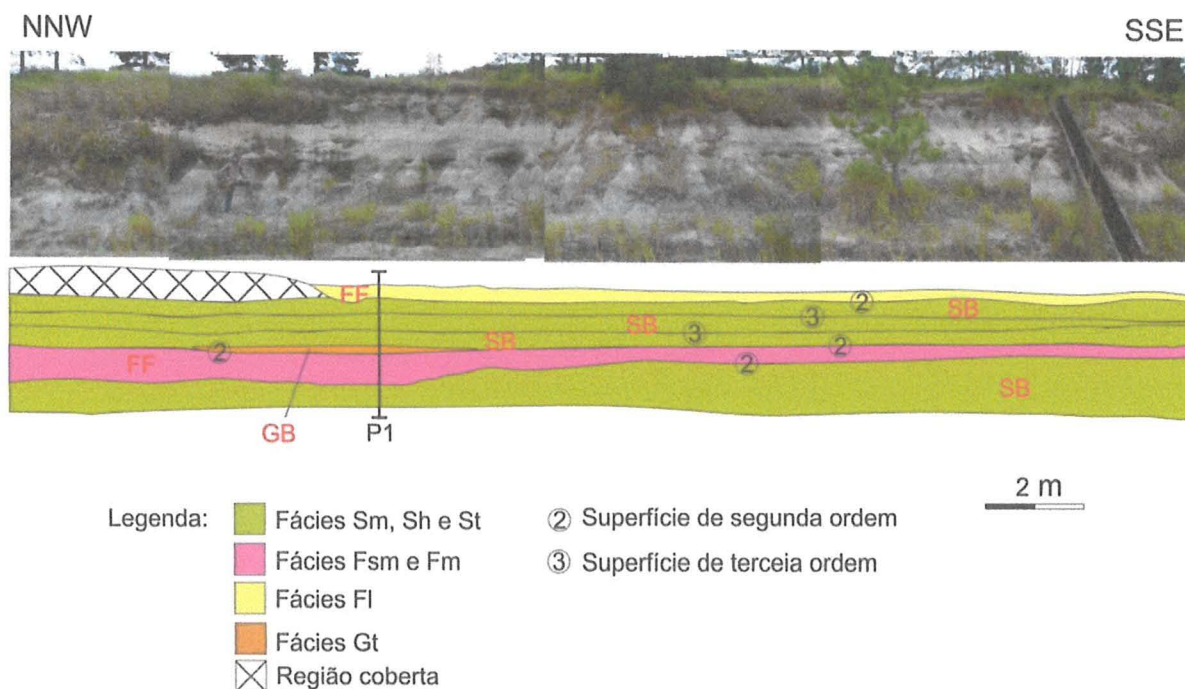


Figura 23: Fotomosaico acompanhado da interpretação dos elementos arquiteturais, indicados pelas abreviações SB, GB e FF. As cores agrupam grupos de fácies associadas a um mesmo elemento.

8.3 Diagênese

Uma série de evidências observadas na etapa de petrografia permite a interpretação qualitativa dos processos diagenéticos em que a rocha foi envolvida. A diagênese envolve mudanças texturais e composicionais evidenciadas pelo tipo de empacotamento e formas de contato dos grãos do arcabouço, bem como no aspecto textural da matriz.

Nas rochas arenáceas descritas, o tipo de empacotamento é cúbico e os grãos apresentam contato flutuante e pontual, indicando que essas rochas não sofreram grande compactação mecânica, ou seja, não sofreram soterramento expressivo.

A matriz pouco cristalizada, sendo caracterizada predominantemente como protomatriz, bem como a ausência de ortomatriz, indicam que a rocha esteve sob efeitos de processos eodiagenéticos (Choquette e Pray, 1970) próximos à superfície. De maneira geral essas rochas nunca sofreram soterramentos expressivos.

8.4 Magnetismo da rocha e suas prováveis fontes

As desmagnetizações parciais realizadas para as amostras da Formação Resende não apresentaram resultados favoráveis para o estudo da direção da magnetização característica, contendo provavelmente devido à deposição trativa turbulenta predominante nos depósitos fluviais.

Já os resultados para a Formação Tremembé indicam que a deposição dos minerais ferromagnéticos finos aconteceu por decantação (Figura 25), sendo favorável à aquisição da DRM. Infelizmente o segundo lote de amostras previstas no Relatório de Progresso não pode ser medido devido a problemas no magnetometro. Porém espera-se que essas análises sejam feitas até a semana de apresentação.

Amostra	Altura (m)	MAD 3	Inclinação (°)	Declinação (°)
AL-A	2.1	19.38	-10.61	35.45
AL-B	2.22	8.67	14.98	24.81
AL-C	2.3	3.93	0.42	26.03
AL-D	2.4	3.08	-47.8	55.36
AL-E	2.55	5.7	30.1	55.36
AL-F	2.66	1.92	-52.03	291.54
AL-G	2.75	13.2	-13	54.38
AL-H	2.85	13.5	-3.27	313.69
AL-I	3	12.62	-6.7	236.98

Figura 24: Tabela com os dados de altura, inclinação de declinação obtida para as amostras de folhelhos da Formação Tremembé. Nos cálculos de PCA foram excluídos os passos de baixa coercividade magnética, por exemplo, abaixo de 60 mT.

Os dados indicam três eventos de inversão magnética (Figura 24). A amostra AL-C apresenta inclinação sub-horizontal podendo ser indicativa do momento de inversão de polaridade.

A análise das curvas termomagnéticas (Figura 26) indica que o principal mineral ferromagnético presente nas amostras é magnetita empobrecida em titânio indicada pela queda na susceptibilidade após o pico de Hopkinson, próximas a temperatura de Curie (570-580° C) (Raposo *et al.*, 2006)

Segundo Raposo *et al.* (2006) o fato de as curvas de aquecimento e resfriamento não serem reversíveis sugerem que a magnetita foi gerada durante o aquecimento, pela quebra de sulfetos, em temperaturas acima de 350° C.

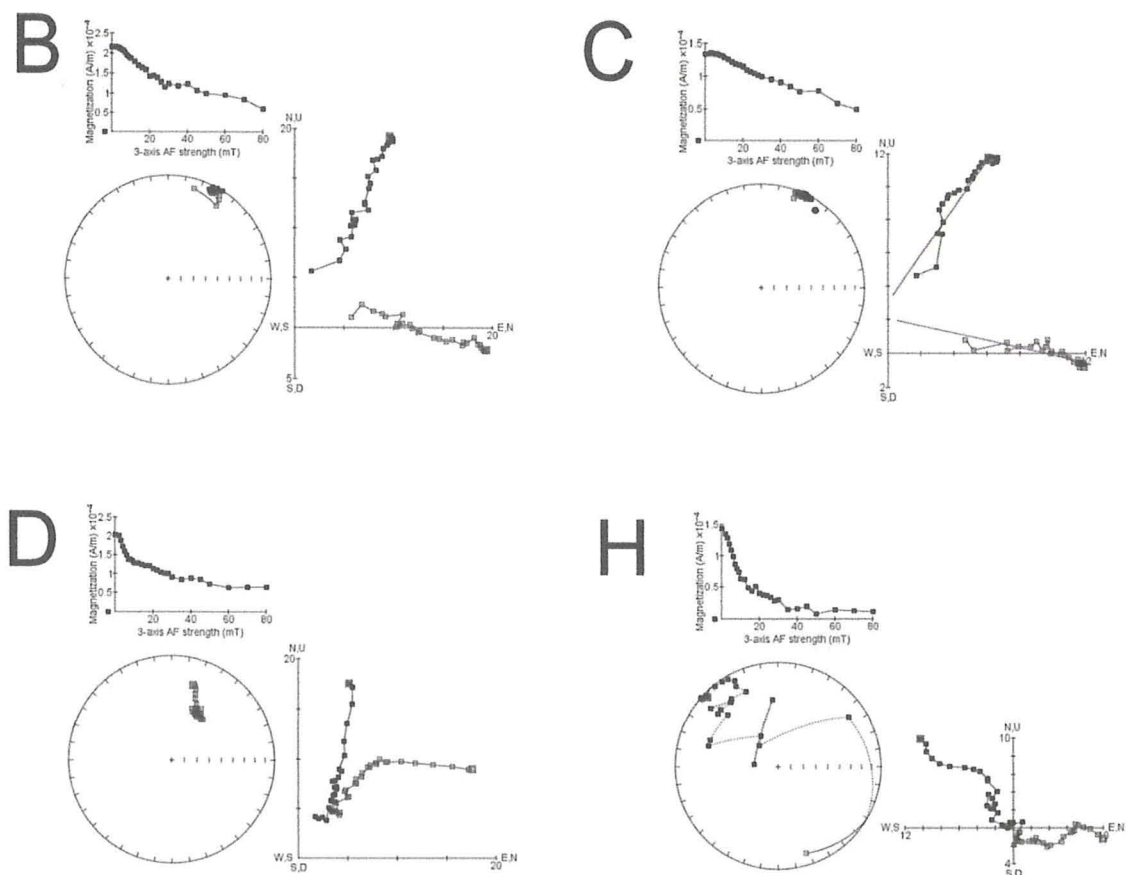


Figura 25: desmagnetização por AF em quatro amostras (AL-B, C, D e H). Para cada quadro o diagrama superior mostra as etapas de desmagnetização pela intensidade de AF aplicado, o diagrama inferior esquerdo é a projeção de áreas iguais (Schimdt) e o diagrama inferior direito é a plotagem de Ziegerveld.

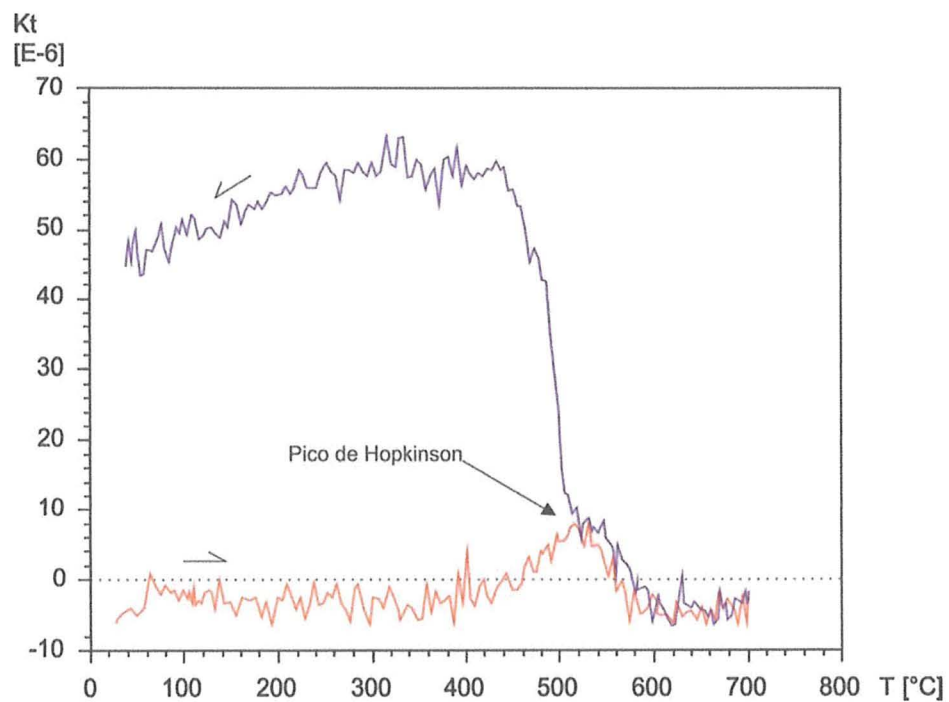


Figura 26: Curva relacionando a susceptibilidade (K_t) e temperatura (T), obtida para a amostra AL20 em atmosfera de argônio. A curva em vermelho é referente ao aquecimento da amostra, enquanto que a azul se refere ao resfriamento.

9. CONCLUSÕES

Os elementos arquiteturais presentes na Formação Resende permitem concluir que estão associados regimes fluviais com a presença de depósitos de canais e de planícies de inundação. Mesmo nos depósitos de granulometria fina, não foram obtidas desmagnetizações consistentes, provavelmente devido à rápida deposição ou devido a alterações pedogenéticas posteriores.

Como a estratigrafia no interior da bacia é horizontalizada, salvaguardando as camadas basculadas por falhamentos, pode-se inferir que as mesmas condições diagenéticas que afetaram a Formação Resende também atuaram na Formação Tremembé. Tais condições de baixa intensidade podem ser importantes na preservação pós deposicional da DRM nos folhelhos.

Os depósitos finos da Formação Tremembé indicam ambiente lacustre com alta produção de matéria orgânica, além de boa preservação da mesma, atribuída a condições de Eh redutoras. As direções da magnetização dessas litologias são consistentes, e aparentam constituir na ChRM das amostras, indicando três eventos, ou Chrons, diferentes, inclusive uma amostra com inclinação sub-horizontal, podendo indicar o momento de inversão de polaridade.

As curvas termomagnéticas indicam que o principal mineral magnético das amostras da Formação Tremembé é a magnetita de magnetismo são necessários para que se possam inferir respostas sobre a idade e posição dessas camadas em um contexto global. Para a aplicação da magnetoestratigrafia, uma amostragem ideal seria de um testemunho de sondagem contínuo.

A amostragem discreta é aplicável à afloramentos pontuais, como o amostrado no presente trabalho, porém sua correlação com outros afloramentos é dificultada pela baixa ocorrência de afloramentos dessa unidade em bom estado de conservação, sendo exceção os localizados em extrativas de argila locais. Portanto a magnetoestratigrafia e datação dessa unidade pode ser realizada com êxito, trazendo contribuições importantes acerca da idade e sedimentação da Bacia de Taubaté.

10. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, F.F.M. 1976. The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, (48) 15-26
- Almeida, F. F. M., Carneiro, C. D. R. (1998). Origem e evolução da Serra do mar. *Revista Brasileira de Geociências*, 28 (2), 135-150.
- Alvarenga, H. M. F. (1982). A Giant Bird Fossil Of Cenozoic Brazil-Physornis-Brasiliensis Spn. *Anais Da Academia Brasileira De Ciências*, 54(4), 697-712.
- Boggs, S (2009). *Petrology of Sedimentary Rocks*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Borghi, L. (2000). Visão geral da análise de fácies sedimentares do ponto de vista da arquitetura deposicional. *Boletim do Museu Nacional*. 53
- Butler, R. F. (1992). *Paleomagnetism: magnetic domains to geologic terranes*. Boston: Blackwell Scientific Publications.
- Campos Neto, M. D. C. (2000). Orogenic Systems from Southwestern Gondwana: an approach to Brasiliano-Pan African cycle and orogenic collage in southeastern Brazil. In: Cordani, U. G. (Eds), *Tectonic Evolution of South America*, 31, 335-365.
- Caramês, A. G. (2013). *Fitofósseis da formação Tremembé, Paleógeno da Bacia Sedimentar de Taubaté: fisiognomia, taxonomia e interações planta-inseto*. Dissertação de Mestrado. Guarulhos: Universidade Guarulhos.
- Choquette, P. W., & Pray, L. C. (1970). Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *AAPG bulletin*, 54(2), 207-250.
- Cobbold, P. R., Meisling, K. E., & Mount, V. S. (2001). Reactivation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil. *The American Association of Petroleum Geologists (AAPG) Bulletin*, 85(11), 1925-1944.
- Cogné, N., Cobbold, P. R., Riccomini, C., & Gallagher, K. (2013). Tectonic setting of the Taubaté Basin (Southeastern Brazil): Insights from regional seismic profiles and outcrop data. *Journal of South American Earth Sciences*, 42, 194-204.
- Cohen, K.M., Finney, S.C., Gibbard, P.L. & Fan, J.-X. (2013; updated) The ICS International Chronostratigraphic Chart. *Episodes* 36: 199-204.
- Dott Jr, R. H. (1964). Wacke, Graywacke and Matrix--What Approach to Immature Sandstone Classification? *Journal of Sedimentary Research*, 34(3).

Eirado, L. G., Heilbron, M., de Almeida, J. C. H. (2016). Os terrenos tectônicos da Faixa Ribeira na Serra da Bocaina e na Baía da Ilha Grande, sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 36 (3), 426-436.

Fernandes, F. L., Chang, H. K. (2001). Modelagem gravimétrica da bacia de Taubaté - vale do rio Paraíba do Sul, leste do estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Geofísica*, 131-144.

Folk, R. L. (1980). *Petrology of sedimentary rocks*. Austin: Hemphill Publishing Company.

Freitas, M. D. S. (2007). Estratigrafia de alta resolução e geoquímica orgânica da Formação Tremembé, Terciário da Bacia de Taubaté, na região de Taubaté-Tremembé, SP. Tese (Mestrado). Rio de Janeiro: Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro.

Gibson, S. A., Thompson, R. N., Day, J. A. (2006). Timescales and mechanisms of plume–lithosphere interactions: $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ geochronology and geochemistry of alkaline igneous rocks from the Paraná–Etendeka large igneous province. *Earth and Planetary Science Letters*, 251(1), 1-17.

Goree, W. S., Fuller, M. (1976). Magnetometers using RF-driven SQUIDs and their applications in rock magnetism and paleomagnetism. *Reviews of Geophysics*, 14(4), 591-608.

Gough, D. I. (1967). Notes on rock sampling for paleomagnetic research. In: TyneCollinson, D. W., Creer, K. M., & Runcorn, S. K. Elsevier. *Methods in Palaeomagnetism*. Proceedings of the NATO Advanced Study Institute on Palaeomagnetic Methods. New York: Elsevier.

Hackspacher, P. C., Ribeiro, L. F. B., Ribeiro, M. C. S., Hadler Neto, J. C., Tello, C. A. S. (2003). A origem da Serra do Mar: termocronologia por traços de fissão em apatita. In: *Boletim de Resumos do Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Buzios*, 3, 384-385. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia.

Heilbron, M., Mohriak, W. U., Valeriano, C. M., Milani, E. J., Almeida, J., & Tupinambá, M. (2000). From collision to extension: the roots of the southeastern continental margin of Brazil. In: Mohriak, W., Talwani, M. (Eds.), *Atlantic rifts and continental margins* (v.1, 1-32). Washington: American Geophysical Union.

Heilbron, M., Pedrosa-Soares, A. C., Campos Neto, M. D. C., Silva, L. D., Trouw, R. A. J., & Janasi, V. D. A. (2004). Província Mantiqueira. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito Neves, B.B., *Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida* (cap XIII, 203-235). São Paulo: Beca.

- Janasi, V. A., Alves, A., Vlach, S. R. F., Leite, R. J. (2003). Granitos peraluminosos da porção central da Faixa Ribeira, Estado de São Paulo: sucessivos eventos de reciclagem da crosta continental no neoproterozóico. *Geologia USP. Série Científica*, 3, 13-24.
- Kirschvink, J. L. (1980). The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. *Geophysical Journal International*, 62(3), 699-718.
- Lucchesi, C. F. (1998). *Petróleo*. In: Estudos avançados, 12(33), 17-40.
- Lurcock, P. C. and G. S. Wilson (2012), PuffinPlot: A versatile, user-friendly program for paleomagnetic analysis. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*
- Mancini, F. (1995). *Estratigrafia e aspectos da tectônica deformadora da formação Pindaminhanga, Bacia de Taubaté, SP*. Tese (Mestrado). São Paulo: Instituto de Geociências
- Marques, A. (1990). Evolução tectono-sedimentar e perspectivas exploratórias da Bacia de Taubaté, São Paulo, Brasil. *Boletim de Geociências Petrobrás*, 4, 253-262.
- McElhinney, M. W., P. L. McFadden (2000). *Paleomagnetism: Continents and Oceans*. San Diego: Academic Press.
- Miall, A. D. (1996). *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. New York: Springer-Verlag.
- Opdyke, M. D., Channell, J. E. (1996). *Magnetic stratigraphy*. San Diego: Academic press.
- Potter, P. E.; Maynard, J.; Pryor, W. A. (1980). *Sedimentology of shale: study guide and reference source*. New York: Springer-Verlag.
- Powers, M. C. (1953). A new roundness scale for sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Research*, 23(2).
- Ramos, R. R. C. (1997). *Estratigrafia da sucessão sedimentar terciária da bacia de Resende, entre Resende e Quatis (RJ), com ênfase na caracterização das litofácies, ciclicidade e paleocorrentes*. Dissertação de Mestrado. Rio de Janeiro: Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- Raposo, M. I. B., McReath, I., & D'Agrella-Filho, M. S. (2006). Magnetic fabrics, rock magnetism, cathodoluminescence and petrography of apparently undeformed Bambuí carbonates from São Francisco Basin (Minas Gerais State, SE Brazil): An integrated study. *Tectonophysics*, 418(1), 111-130.
- Ramos, R. R. C. (2003). *Sistemas aluviais terciários da Bacia de Resende, Estado do Rio de Janeiro, Brasil: análise de fácies e revisão estratigráfica*. Tese (Doutorado). Rio de Janeiro: Universidade Federal do Rio de Janeiro.

- Riccomini, C. (1989). *O rift continental do sudeste do Brasil*. Tese (Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Riccomini, C., Sant'Anna, L. G., Ferrari, A. L. (2004). Evolução geológica do rift continental do sudeste do Brasil. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito Neves, B.B., *Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida* (383-405). São Paulo: Beca.
- Selley, R. C. (1996). *Ancient sedimentary environments and their sub-surface diagnosis*. New York: Chapman & Hall.
- Silva, B. Y. B. (2017). *Evolução tectônica da porção central do Terreno Embu ao norte da zona de cisalhamento Taxaquara-Guararema*. Tese (Mestrado). São Paulo: Instituto de Geociências.
- Tauxe, L. (2003) *Paleomagnetic Principles and Practice*. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers.
- Tauxe, L. (1993). Sedimentary records of relative paleointensity of the geomagnetic field: theory and practice. *Reviews of geophysics*, 31(3), 319-354.
- Tarling, D. H. (1983). *Palaeomagnetism: principles and applications in geology, geophysics and archaeology*. New York: Chapman and Hall.
- Thomaz Filho A., Rodrigues A.L. 1999. O alinhamento de rochas alcalinas Poços de Caldas-Cabo Frio (RJ) e sua Continuidade na Cadeia Vitória-Trindade. *Rev. Bras. Geoc.*, 29(2): 189-194.).
- Torres-Ribeiro, M. (2004). *Fácies microclásticas de um sistema lacustre oligocênico do sudeste do Brasil (Formação Tremembé, bacia de Taubaté)*. Tese (Mestrado). Rio de Janeiro: Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- Torres-Ribeiro, M., Borghi, L. (2007). O Uso De Microfácies Sedimentares Na Caracterização De Potenciais Rochas Selantes E Geradoras De Um Sistema Lacustre Paleogênico Na Bacia De Taubaté. *4º Pdpetro. Abgp, Campinas-Sp*, 1-6.
- Tucker, M. E. (2001). *Sedimentary Petrology*. Oxford: Blackwell.
- Tupinambá, M., Heilbron, M., Duarte, B. P., Nogueira, J. R., Valladares, C., Almeida, J., do Eirado Silva, LG; de Medeiros, SR; Almeida, C.G., Miranda, A.; & Ragatky, C. D.; Mendes, J.; Ludka, I. (2007). Geologia da Faixa Ribeira Setentrional: estado da arte e conexões com a Faixa Araçuaí. *Revista Geonomos*, 15 (1).

Trouw, R. A., Peternel, R., Ribeiro, A., Heilbron, M., Vinagre, R., Duffles, P., Trouw, C. C., Fontainha, M., Kussama, H. H. (2013). A new interpretation for the interference zone between the southern Brasília belt and the central Ribeira belt, SE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 48, 43-57.

Tsukui, K., & Clyde, W. C. (2012). Fine-tuning the calibration of the early to middle Eocene geomagnetic polarity time scale: Paleomagnetism of radioisotopically dated tuffs from Laramide foreland basins. *Geological Society of America Bulletin*, 124(5-6), 870-885.

Yamamoto, I. T. (1995). *Palinologia das bacias tafrogênicas do Sudeste (bacias de Taubaté, São Paulo e Resende): análise bioestratigráfica integrada e interpretação paleoambiental*. Tese (Mestrado). Rio Claro: Universidade Estadual Paulista.

Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E., & Billups, K. (2001). Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*, 292(5517), 686-693.

Zalán, P. V., Oliveira, J. D. (2005). Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 13 (2), 269-300.