

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**A SUCESSÃO SERRA ALTA - TERESINA - PIRAMBOIA
INFERIOR, NO CENTRO-SUL DO ESTADO DE SÃO PAULO: UM
ESTUDO DE PETROGRAFIA E MINERAIS PESADOS**

Flávia Elise Decloedt

Orientador: Prof. Paulo César Fonseca Giannini

**MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-12/17)**

**SÃO PAULO
2012**

**A SUCESSÃO SERRA ALTA - TERESINA - PIRAMBOIA
INFERIOR, NO CENTRO-SUL DO ESTADO DE SÃO PAULO: UM
ESTUDO DE PETROGRAFIA E MINERAIS PESADOS**

ÍNDICE:

Resumo	3
1. Introdução	5
2. Matas e Objetivos	6
3. Atividades Realizadas: Materiais e Métodos	6
3.1. Atividades de Campo	6
3.2. Atividades de Laboratório	8
3.3. Síntese Bibliográfica	10
3.3.1. O Embaciamento de São Paulo	10
3.3.2. Formações Serra Alta e Teresina	11
3.3.3. Formação Piramboa	13
3.3.4. O Problema do Contato Passa Dois-Piramboa	14
4. Resultados	16
4.1. Informações de Campo	16
4.2. Resultados Analíticos Laboratoriais	24
4.2.1. Petrografia e MEV-EDS	24
4.2.2. Contagem de Minerais Pesados	42
4.2.3. Minerais Leves	50
5. Discussão Final e Conclusões	50
Referências Bibliográficas	59

Resumo

A passagem entre o topo do Grupo Passa Dois (formações Serra Alta e Teresina) e a base da Formação Piramboia, no registro permotriássico da Bacia do Paraná em São Paulo, é polêmica quanto à existência ou não de influência marinha e de contato discordante. Este trabalho visa contribuir para a elucidação destas questões, com ênfase na abordagem petrográfica e mineralógica das fácies arenáceas e/ou intrabacinais (calcários, silexitos e fosfatitos) aflorantes entre os quilômetros 160 e 175 da Rodovia Castelo Branco. Na Formação Serra Alta, estas fácies ocorrem com espessura centimétrica a decimétrica e com interespacamento métrico, em meio a folhelhos siltosos. Possuem caráter misto, margoso. Micritos bioturbados e espatizados, interpretados como *hardgrounds*, e depósitos fosfarrudíticos episódicos estão presentes na porção inferior da unidade, onde são indicativos de bacia faminta. Eles passam a *wackestones* a *packstones* impuros, representativos de aumento de aporte terrígeno, na porção superior. A Formação Teresina inclui *wackestones* a *grainstones* impuros de água rasa, com concentrações de terrígenos similares às do Serra Alta superior. Tornam-se frequentes fácies intrabacinais de lamitos microbianos com laminações enterolíticas e polígonos de dessecação, comparáveis a modelos de planície de marés evaporítica. Nesse contexto, as frequentes ocorrência de silexitos podem representar, em parte, antigas camadas e intrusões de gispista/anidrita. Placas dentárias de peixes (Dipnoidea) e possíveis moldes de braquiópodes (Esperiferida) articulados favorecem a hipótese de conexão marinha durante a sedimentação Teresina. A chegada massiva de terrígenos só se configura no final desta unidade, com a deposição das areias maciças que precedem as fácies de dunas e interdunas costeiras típicas do Piramboia. Ela é atribuída a lençóis de areia eólica depositados sobre substrato úmido. Nos arenitos maciços correspondentes, a cimentação cuticular de óxi-hidróxidos de ferro e esmectita aponta para condições de eodiagênese vadosa, com pouca lixiviação. A análise da assembleia de minerais pesados indica mudança de proveniência do aporte sedimentar terrígeno a partir das fácies de arenito maciço da transição Teresina-Piramboia, o que, somado à interdigitação de fácies arenosas nesta transição, desfavorece a hipótese de discordância entre as duas unidades. Passa-se da associação zircão-turmalina-epídoto-estaurolita, que se encontra abaixo da transição, atribuída a rochas fontes sedimentares preexistentes da Bacia do Paraná e a rochas metamórficas a oeste e/ou a sul, para a associação granada-apatita, atribuída a área fonte metamórfica provavelmente localizada a norte e a nordeste da bacia.

Abstract

The passage between the top of Passa Dois Group (Serra Alta and Teresina formations) and the base of Piramboia Formation, in the Permo-Triassic record of the Paraná Basin in São Paulo State, is controversial as both the marine influence and the discordant or concordant contact. This work aims to contribute to the elucidation of these issues, with an emphasis on a petrographic and mineralogical approach of the sand and/or intrabacinal facies (limestones, cherts and fosfatites) outcropping between kilometers 160 and 175 of Castelo Branco highway. In the Serra Alta Formation, these facies are centimeter to decimeter thick and occur amid thick silty shale beds. They have carbonate-terrigenous mixed character. Bioturbed and sparry micrites interpreted as hardgrounds, and fosfarrudite episodic deposits are present in the lower portion of the unit and are indicative of starved basin. They pass to impure *wackestones* to *packstones* in the upper portion, representing an increase of terrigenous input. Teresina Formation includes shallow water impure *wackestones* to *grainstones*, with similar terrigenous concentrations to those of upper Serra Alta Formation. *Mudstones* with microbial laminations, enterolitic folds and polygonal cracks are frequent, showing deposition in evaporitic plain. In this context, the frequent occurrence of cherts may represent layers and intrusions of gypsum/anhydrite. Fish dental plates (Dipnoidea) and possible molds of articulate brachiopods (Spiriferida) favor the hypothesis of marine connection during Teresina sedimentation. A high influx of terrigenous only occur in the end of this sedimentation, with the deposition of massive sand facies preceding the coastal dunes and interdunes typical of Piramboia Formation. This facies is assigned to eolian sand sheets deposited on supra to intertidal moist substrate. These massive sandstones show cementation by cuticular iron oxides and hydroxides as well by smectite, pointing to eodiagenetic vadose conditions, with weak leaching. The provenance analysis based on heavy mineral assemblages indicates changes in the terrigenous sedimentary supply beginning in the massive sandstone facies of Teresina-Piramboia transition, what disfavors the hypothesis of discordance between these two units. The zircon-tourmaline-epidote-staurolite association, found below the transition, is attributed to Paraná Basin preexisting sedimentary rocks and metamorphic rock sources to west and/or south. In counterpart, the garnet-apatite association, found in the transition beds and in the Piramboia Formation, is attributed to metamorphic source area probably located to north and northeast of the basin.

1. Introdução

A Bacia do Paraná tem sido amplamente estudada desde o final do século XIX. Contudo, permanecem diversas questões ainda em aberto, sobretudo por falta de estudos mais focados em unidades e temas específicos. Exemplo disso é a escassez de trabalhos petrográficos de detalhe em muitas de suas unidades, especialmente naquelas onde as fácies terrígenas lutáceas são melhor representadas que as arenáceas e/ou intrabacinais (carbonáticas, fosfáticas e silicosas). Esse é o caso da seção superior do Grupo Passa Dois (formações Serra Alta e Teresina) no Estado de São Paulo e da sua passagem para a base do Grupo São Bento (Formação Piramboia inferior), intervalo estratigráfico alvo deste Trabalho de Formatura.

A seção Serra Alta - Teresina é interpretada, pela maioria dos autores (e.g. Northfleet *et al.* 1969, Schneider *et al.* 1974, Gama Jr 1979, Almeida & Melo 1981, Zalán *et al.* 1988, Milani *et al.* 1994, 1998), como uma sucessão progradacional contínua, onde a Formação Serra Alta, representativa de depósitos formados abaixo do nível de base de ação de ondas, passaria gradualmente aos siltitos e calcários de água rasa da Formação Teresina. No entanto, a influência marinha, especialmente nesta última unidade, é alvo de polêmica. Enquanto alguns autores interpretam costa lagunar e/ou de planície de maré, em contexto de mar restrito (Schneider *et al.* 1974, Zaine 1980, Petri & Coimbra 1982, Petri & Fúlfaro 1983, Mello & Sousa 1985, Giannini *et al.* 2004a), outros, em vista sobretudo da escassez de registro fóssil marinho, evocam a presença de um grande lago (Mezzalira 1964, Mendes 1967, Landim 1970, Rohn 1988, Lavina 1997). A adoção do termo “lago-mar” (Rohn 1994), em referência ao provável cenário sedimentar de águas salinas e calmas do Grupo Passa Dois, expressa bem a dificuldade em se definir entre o continental e o marinho restrito, nesta unidade.

Outro tópico com divergência de opiniões sobre o Grupo Passa Dois é o seu contato de topo com a Formação Piramboia no Estado de São Paulo, considerado discordante por Soares (1975), Rohn (1994) e Caetano-Chang (1997), e concordante e gradual por Fúlfaro (1972), Matos (1995), Milani *et al.* (1998) e Giannini *et al.* (2004b).

Estes conflitos de interpretação acerca da evolução sedimentar do Grupo Passa Dois e de sua passagem para a Formação Piramboia derivam da base de informações parcial, construída principalmente a partir de descrições de campo ou, mais raramente, de poços, voltadas ora para a paleontologia ora para a litoestratigrafia no sentido mais estrito, sem levar em conta a possibilidade de existência de sistemas deposicionais distintos, mas contíguos e coetâneos. A escassez de estudos de

detalhe, focados na análise de fácies, na petrografia e na mineralogia sedimentar, e a falta de integração entre distintas escalas ou métodos de abordagem, gera uma lacuna de conhecimento surpreendente, haja visto tratar-se de uma das bacias há mais tempo estudadas no país. A proposta geral deste Trabalho de Formatura é contribuir para o preenchimento desta lacuna, por meio de um estudo sistemático integrado de fácies, petrofácies (ou microfácies) e proveniência da fração areia, ao longo da sucessão Serra Alta - Teresina - Piramboia inferior, na região centro-sul do Estado de São Paulo.

2. Metas e Objetivos

A meta central deste Trabalho de Formatura é melhorar a compreensão da evolução sedimentar do Grupo Passa Dois e da base da Formação Piramboia em São Paulo, em termos de processos, cenários deposicionais e áreas fontes, a partir de um enfoque voltado à microscopia de arenitos, calcários e silexitos e à análise de minerais pesados aplicada a proveniência e correlação estratigráfica.

Para atender à meta traçada no item anterior, os seguintes objetivos são preestabelecidos:

- Levantamento e amostragem do empilhamento de fácies desse intervalo estratigráfico na área pré-selecionada.
- Petrografia das fácies amostradas e delimitação de petrofácies, visando refinar ou revisar as descrições de fácies previamente feitas em campo.
- Análise de proveniência das fácies terrígenas arenáceas e/ou da fração arenosa terrígena de fácies intrabacinais, baseada em minerais pesados.
- Comparação dos resultados de campo, petrografia e minerais pesados com dados bibliográficos, para chegar-se às interpretações possíveis quanto a sistemas deposicionais e paleogeografia.

3. Atividades Realizadas: Materiais e Métodos

3.1. Atividades de Campo

A área escolhida para o detalhamento da passagem Serra Alta – Teresina – Piramboia corresponde ao trecho entre os quilômetros 160 e 175 da Rodovia Presidente Castelo Branco (SP - 280), e arredores, o que abrange partes dos municípios de Porangaba, Torre de Pedra e Bofete. Esta escolha deve-se à facilidade

de acesso pela rodovia e à qualidade e extensão das exposições, frequentemente com dezenas de metros de altura e centenas de metros de comprimento.

Nesse trecho da estrada, levantaram-se, durante duas campanhas de campo, contatos e falhas e descreveram-se com detalhe cinco pontos de amostragem. Estes pontos foram nomeados com uma sigla de duas ou quatro letras, construída com iniciais do nome das formações presentes no afloramento (SA, para Serra Alta, TE, para Teresina e PI, para Piramboia), mais a inicial do nome da formanda, seguida do número do ponto em ordem crescente de ESE para WNW (Figura 1).

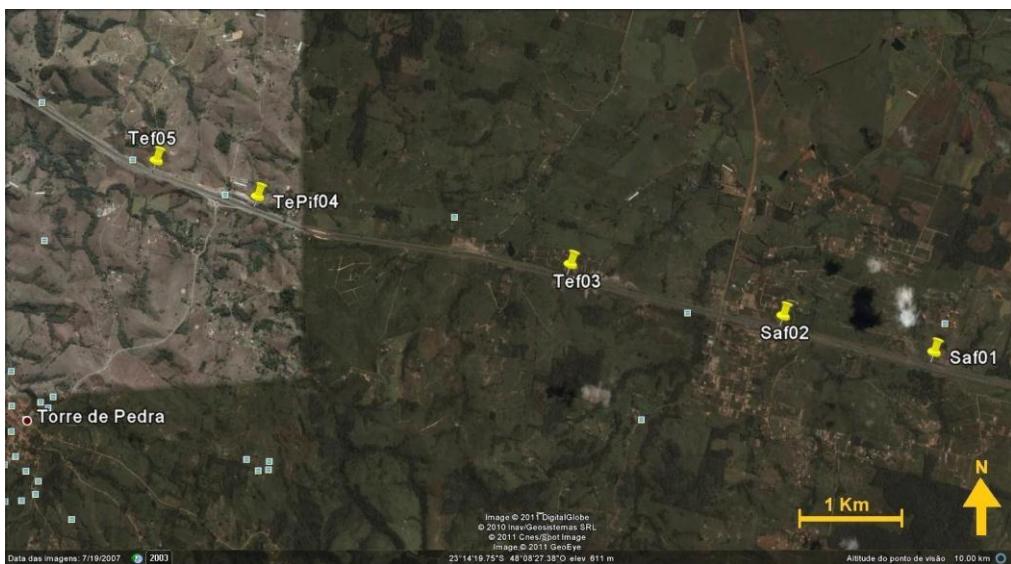


Figura 1: Localização dos pontos de amostragem ao longo da Rodovia Presidente Castelo Branco (SP.280), km 160 a 170, lançados em imagem de satélite através do programa *GoogleTM Earth*.

A primeira campanha de campo, desenvolvida previamente no âmbito da Iniciação Científica da aluna, abrangeu análise de fácie, inclusive medidas de suas respectivas espessuras e de séries de estratificações, e tomada com bússola de atitudes de acamamento, de estruturas direcionais e/ou azimutais e dos lados de estruturas poligonais em planta, interpretadas como possíveis gretas de exposição subaérea. Nessa campanha, coletaram-se cerca de 25 amostras.

Na segunda campanha de campo, desenvolvida em abril de 2012, as três unidades litoestratigráficas foram reanalisadas em escala de fácie, com foco em questões que suscitaram dúvidas no projeto de Iniciação Científica, e com coleta de seis amostras complementares. Quatro destas amostras referem-se a material naturalmente desagregado das fácieis mais arenosas da Formação Serra Alta, destinadas a análise de assembleia de minerais pesados, visto que, na Iniciação Científica, esta unidade não fora contemplada neste tipo de estudo. As outras duas novas amostras, destinadas a seção delgada, foram coletadas na Formação Teresina,

que é faciologicamente a mais diversificada das três. O levantamento do contato desta unidade com a Formação Piramboia, inicialmente descrito apenas no lado norte da estrada, estendeu-se ao lado sul. Por fim, foram realizados novos registros fotográficos das principais fácies previamente reconhecidas.

3.2. Atividades de Laboratório

Como resultado da iniciação científica da formanda, já se dispunha inicialmente de 23 seções delgadas de rocha e de quatro lâminas de grãos pesados em imersão. Contava-se também com eletromicrografias obtidas em uma sessão ao Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) com Espectrômetro de Energia Dispersiva (EED), voltada a análise química pontual e estudo micromorfológico de feições escolhidas previamente à lupa binocular (suspeitas de microfósseis e de sais).

As atividades laboratoriais adicionais realizadas foram a pré-preparação das duas novas amostras destinadas a seção delgada e das quatro destinadas à confecção de lâminas de grãos. Para confecção de lâminas delgadas, o primeiro passo foi a impregnação a vácuo, com resina colorida, de tijolos de rocha de cerca de 10 cm³. A finalidade foi permitir a distinção entre poros originais da rocha e poros induzidos durante a laminação. Após o endurecimento da resina, os tijolos foram encaminhados à Seção de Laminação do IGc-USP, onde se confeccionaram as lâminas de rocha de 30µm de espessura, em duplicata, uma com lamínula e outra sem, esta reservada para análise de cor de reação, para distinção entre calcita, dolomita e carbonatos ferrosos. Como reagente para este teste de cor, utilizou-se a mistura de 250 ml de ácido clorídrico (HCl) diluído (1,5%) com 2,0 g de ferricianeto de potássio (K₃Fe(CN)₆) e 0,3 g de alizarina vermelha (C₁₄H₇O₇SNa).

Na análise petrográfica, as lâminas foram descritas em microscópio óptico de luz polarizada Zeiss Axioplan. Os aspectos descritos englobaram: reconhecimento dos componentes texturais maiores (arcabouço, matriz e cimento); identificação do componente de sustentação da rocha (se arcabouço, matriz ou cimento); descrição do arcabouço quanto a trama (segregação granular, gradação, empacotamento e imbricação), textura e mineralogia; distinção de eventuais feições diagnósticas de deposição clástica, química ou de crescimento orgânico; caracterização da porosidade conforme Choquette & Pray (1970) e Schmidt *et al.* (1977); classificação da maturidade conforme Folk (1951) e nomenclatura petrográfica segundo Dott (1964), no caso de rochas terrígenas, e segundo Folk (1962) e/ou Dunham (1962), no caso de

intrabacinais. O processo de descrição foi acompanhado do registro em fotomicrografias através de analisador de imagens digitais Leica QWin.

Em análise ao sistema MEV-EED, duas alíquotas de amostras não submetidas ao processo de impregnação com resina foram separadas por apresentarem feições cuja micromorfologia tridimensional e composição química interessava determinar com maior precisão que a permitida pelo microscópio óptico. Estas feições incluíram prismas alongados de sílica, de origem duvidosa entre folhas de licófitas substituídas e/ou pseudomorfos de cristais de gipsita.

A preparação de lâminas de grãos iniciou-se com a pulverização de uma das amostras em moinho de cilindros de aço. Tempo e parâmetros de moagem foram pré-programados para desagregar os fragmentos de rocha dentro da faixa granulométrica entre 125 e 62 μm (classe areia muito fina na escala de Wentworth), que foi a adotada para a análise de minerais pesados (por ser, nas amostras estudadas, a única faixa disponível dentro do intervalo de granulometrias analisável ao microscópio de luz polarizada). O equipamento de pulverização utilizado consiste de moinho de recipiente vibratório de aço, onde a amostra, depositada junto aos cilindros, submete-se a movimento vibratório de até 1200 rpm e é assim triturada, por efeito de fricção, pressão e choque, sem perder suas características analíticas composicionais. A amostra pulverizada e as demais amostras destinadas à análise de pesados submeteram-se a desagregação mecânica em água, com ajuda de pistilo de borracha, e tiveram em seguida sua fração siltico-argilosa lavada por elutrição. A elutrição foi feita pela técnica de fluxo hidráulico ascendente em funil, com eliminação do sobrenadante, conforme descrito por Yamamoto (2000). Os grãos de areia que restaram das amostras no processo de elutrição passaram então por peneiramento a seco, para concentração da granulometria entre 0,125 e 0,062 mm, a qual foi submetida à separação de minerais pesados e leves por afundamento-flutuação em bromofórmio (CHBr_3), com densidade aferida em torno de $2,85\text{g/cm}^3$. Para confecção das lâminas, os grãos de minerais pesados foram despejados em bálsamo do Canadá natural (índice de refração nominal 1,54) cozido em chapa aquecedora por cerca de cinco minutos e resfriado e endurecido, em seguida, à temperatura ambiente. Também houve confecção de lâminas de minerais leves, com intuito de detectar a possível presença de grãos de gipsita e/ou de seus pseudomorfos silicosos.

A fração pesada, após ter sua assembléia identificada, passou por contagem das espécies minerais pelo método de faixa (*ribbon method* de Galehouse 1971), que consiste em identificar todos os grãos atravessados pelo retículo, ao longo de uma

linha horizontal. Contaram-se desse modo até um total de 200 grãos, incluindo minerais opacos, semi-opacos e transparentes.

Os resultados de freqüência numérica convertidos em porcentagens foram usados para o cálculo de índices AB de Morton & Hallsworth (2004), baseados em pares de minerais, e destinados a detectar variações de proveniência, de seleção por densidade e/ou forma (“seleção hidráulica”) e de dissolução pós-deposicional. Estes índices foram calculados segundo a fórmula genérica 1, proposta por aqueles autores, onde A e B são minerais com comportamento similar quanto a dois dos fatores controladores mencionados mas com comportamento contrastante quanto ao terceiro fator.

$$\text{Índice AB} = \frac{A \times 100}{A+B} \quad (\text{Equação 1})$$

Desse modo, foram calculados os índices: zircão/rutilo (ZR), granada/epídoto (GE), granada/titanita (GTi), granada/estaurolita (GEs), titanita/estaurolita (TiEs) e para avaliação de variações de área fonte; zircão/turmalina (ZT), granada/apatita (GA) e epídoto/cianita (EC), para inferência de seleção hidráulica; e turmalina/cianita (TC) e turmalina/apatita (TA), para avaliação do efeito da dissolução pós-deposicional.

3.3. Síntese Bibliográfica

3.3.1. O Embaciamento de São Paulo

O caráter cratônico, a suavidade dos mergulhos regionais do acamamento e a grande extensão da Bacia do Paraná, disposta em área ovalada, alongada segundo NNE, com cerca de 1,5 milhão de km², podem levar, à primeira vista, a pensar numa litosestratigrafia contínua e monótona. Entretanto, este não é exatamente o caso do domínio paulista da bacia no Permiano ao Triássico, situado numa área deprimida entre duas zonas de tendência ascensional, o Arco de Ponta Grossa, a sul, e a Flexura de Goiânia, a norte. Esta área deprimida, assim descrita por Almeida & Melo (1981) sob a designação de “Embaciamento de São Paulo”, alongava-se para WNW, onde faria comunicação com a depressão central da Bacia do Paraná, localizada em torno da região do Pontal do Paranapanema. Seu caráter restrito seria, segundo esses autores, razão de peculiaridades litológicas e, por extensão, da clássica dificuldade de correlação estratigráfica entre as unidades do Grupo Passa Dois em São Paulo e nos

estados da Região Sul. Zaine (1980), na mesma linha de raciocínio, já havia sugerido a existência de uma barreira geográfica na região correspondente ao que Ferreira (1982) um ano mais tarde delimitariam como o alinhamento estrutural de Guapiara, situado no flanco setentrional do Arco de Ponta Grossa. É assim que as três formações propostas para estudo neste projeto, Serra Alta, Teresina e Piramboia, devem ser descritas em termos de variações litológicas laterais, as quais podem possuir significado paleogeográfico.

Esta bacia define amplo e espesso domínio de depósitos sedimentares, que foram divididos em grandes unidades litoestratigráficas (grupos), cada qual relacionada a episódios sedimentares importantes na determinação da sua história evolutiva. Da base para o topo, podem ser descritos dois episódios de ciclos transgressivo-regressivos, nos grupos Ivaí e Paraná, separados por hiato de abrangência regional chamado de “pré-Furnas”. Novo hiato, posterior ao último ciclo transgressivo-regressivo, define a fase de instalação do período glacial permo-carbonífero, com inúmeros avanços e recuos de geleiras registrados no Grupo ou Sub-Grupo Itararé. Com o derretimento final das geleiras, criam-se os espessos depósitos deltaicos pós-glaciais e marinhos transgressivos do Grupo Guatá (Formação Rio Bonito e Formação Palermo). Sobreposta ao Grupo Guatá, segue-se sucessão de sistemas deposicionais sob clima dominantemente árido, representada pelo Grupo Passa Dois e Formação Pirambóia (base do antigo Grupo São Bento). Inicialmente, estes sistemas são marinhos ou costeiros de bacia semi-fechada, com influência cada vez menos evidente do mar na sedimentação; em seguida, já no Cretáceo, tornam-se francamente continentais, com a deposição dos sedimentos correspondentes à Formação Botucatu, do Grupo São Bento, e ao Grupo Bauru, unidades separadas entre si pelos derrames basálticos da Formação Serra Geral (Milani *et al.* 2007). Estes derrames seriam contemporâneos ao sistema eólico seco Botucatu (Donatti *et al.* 2001, Giannini *et al.* 2004b).

3.3.2. Formações Serra Alta e Teresina

As formações Serra Alta e Teresina são as duas unidades superiores da subdivisão proposta por Schneider *et al.* (1974) para o Grupo Passa Dois no Estado de São Paulo. São mapeadas por Almeida & Melo (1981) nesse estado apenas a sul do alinhamento do rio Tietê.

A **Formação Serra Alta** (Gordon Jr. 1947), com localidade-tipo em Santa Catarina, estende-se para norte até a região de Itapetininga e Guareí, em São Paulo,

onde passa a confundir-se ou interdigitar-se com a porção basal da Formação Corumbataí (Vieira 1973). Essa sua descaracterização rumo norte é acompanhada por tendência de adelgaçamento, passando-se de espessura da ordem de 100m no Paraná para menos de 50m em São Paulo (Vieira 1973). Caracteriza-se por folhelhos de cor cinza claro a escuro, e por argilitos e siltitos de cor cinza a preta, com presença freqüente de concreções carbonáticas decimétricas, lenticulares ou discoides. Na sua área aflorante no Estado de São Paulo, o contato basal com a Formação Iraí seria concordante (Almeida & Melo 1981) e o superior, com a Formação Teresina, é gradual e interdigitado. Os fósseis desta formação são representados por restos de bivalves e peixes, os quais, associados ao domínio de depósitos de decantação, têm permitido a sua interpretação como de sedimentação marinha, abaixo do nível de ação de ondas (Almeida & Melo 1981, Hachiro *et al.* 2002). A idade é tida, com base em estudos palinológicos, como kazaniana, do Permiano Superior (Daemon & Quadros 1970).

A **Formação Teresina** (Moraes Rego 1930) tem sua localidade-tipo em Teresa Cristina, no Estado do Paraná, estendendo-se, sem grandes mudanças, ao sul do Estado de São Paulo. A coloração cinza esverdeado, dominante no Paraná, passa gradualmente para roxa, rósea e avermelhada à medida que se adentra em São Paulo, onde, a norte do rio Tietê, a unidade torna-se mais terrígena e argilosa, passando a ser mapeada sob a designação de Formação Corumbataí (Almeida e Melo 1981). Esta mudança faciológica é acompanhada de redução de espessuras, de até 400 m, no Paraná, para um máximo de cerca de 200m, no Estado de São Paulo (Almeida & Melo 1981, Rohn 2001). A formação é composta por alternância de camadas ou lâminas de folhelhos argilosos e siltosos, localmente com arenitos finos, camadas de coquina silicificadas, horizontes de sílex e calcários oolíticos, estes dois últimos tipos de rocha bem representados no topo da formação na região de Fartura e Taguaí (Zaine 1980, Petri & Coimbra 1982, Suguio *et al.* 1984, Coimbra & Giannini 1990, Giannini *et al.* 2004a, Duque 2012). Os silexitos incluem depósitos interpretados como geisertos primariamente silicosos, descritos na região de Anhembi (Yamamoto *et al.* 2005), bem como calcários e evaporitos silicificados (Coimbra & Giannini 1990, Sawakuchi *et al.* 2006, Duque 2012), estes bem representados em Taguaí, Fartura (SP), Jacarezinho e Santo Antônio da Platina (PR). Os fósseis encontrados, sobretudo em calciarenitos, compreendem carapaças de bivalves e de ostracodes, e, com menos frequência, de gastrópodes. Também ocorrem restos de peixes, conchostráceos, braquiópodes, plantas e palinomorfos. Inicialmente, os bivalves da Formação Teresina foram interpretados como formas dulcícolas (Mendes, 1952) ou salobras (Beurlen, 1954, 1957), mas posteriormente suas famílias, ou outros fósseis associados

(braquiópodes, peixes), foram considerados de ambientes marinhos (Runnegar & Newell 1971, Simões *et al.* 1997, Mello 1999, Toledo *et al.* 2010), estressantes quanto a salinidade elevada, como sugerido pela presença de fauna anã. Daemon & Quadros (1970), através de estudos palinológicos, chegaram à idade kazaniana (Permiano Superior) para a formação.

3.3.3. Formação Piramboia

A **Formação Piramboia** repousa sobre as formações Teresina e Corumbataí, em contato considerado como discordante por alguns ou concordante por outros (conforme item 1.1). Também pode estar sobreposta a rochas pré-cambrianas no extremo norte da bacia. Ao contrário do que ocorre com as unidades subaquosas subjacentes da parte superior do Grupo Passa Dois, sua espessura aumenta do Estado do Paraná para o Estado de São Paulo, onde alcança o máximo de 350m, em sub-superfície, na região extremo oeste do estado (Almeida & Melo 1981, Araújo *et al.* 1999). O contato superior é dado pela Formação Botucatu, com a qual pode apresentar discordância erosiva (Milani *et al.* 1998, Donatti *et al.* 2001, Giannini *et al.* 2004b). Caracteriza-se por arenitos de granulação média a fina, de cor rósea ou esbranquiçada, com intercalações pelíticas ou areno-pelíticas, as quais são mais frequentes na base da unidade (Sawakuchi 2000, Donatti *et al.* 2001, Giannini *et al.* 2004b). Suas estruturas mais comuns são estratificações plano-paralelas, cruzadas de médio a grande porte (decimétricas a métricas), e mais raramente marcas onduladas de ondas e correntes (Giannini *et al.* 2004b). Suas variações litológicas foram inicialmente associadas a canais fluviais e planícies de transbordamento (Fúlfaro *et al.* 1980), mas depois revistas como dunas e interdunas (Caetano-Chang 1997) de sistema eólico úmido, costeiro (Giannini *et al.* 2004b). Os fósseis que ocorrem na formação são de conchostráceos, ostracodes (Almeida 1950, Mendes 1954, Souza *et al.* 1971), escamas de peixes, tubos com meniscos (*Diplocraterium*) do icnogênero *Munsteria* (Caetano-Chang 1997, Donatti 2002) e restos vegetais raros. Restos de *Lycopodiopsis derbyi*, planta comum na Formação Teresina, indicariam idade permiana para a formação. Contudo este material é provavelmente retrabalhado, haja vista a idade provavelmente mesozóica de crustáceos que se encontram na mesma camada que a planta fóssil (Souza *et al.* 1971, Fúlfaro 1972). Os mais antigos derrames basálticos datados por radiometria possuem idade no Cretáceo Inferior (Turner *et al.* 1994, Riccomini 1995, Renne *et al.* 1992, Renne 1997), deste modo, poder-se-ia dizer que a Formação Pirambóia é muito provavelmente neopaleozoica ou mesozóica, pré-Cretáceo Inferior. A Formação Rosário do Sul, do Rio Grande do Sul,

que possui similaridade litológica com a Formação Piramboia, tem seus fósseis apontando idade no Triássico Superior (Colbert 1970, Bortoluzzi 1974). No entanto, a admissão de passagem transicional com a Formação Teresina, pelo menos em São Paulo e Paraná (Matos 1995, Donatti *et al.* 2001, Donatti 2002, Giannini *et al.* 2004b) abaixaria a idade da Formação Piramboia, para o final do Permiano e/ou início do Triássico.

3.3.4. O Problema do Contato Passa Dois – Piramboia

O contato entre o topo do Grupo Passa Dois e a Formação Piramboia marca uma mudança significativa no contexto de sedimentação, em que mecanismos deposicionais de águas rasas dão lugar a processos dominantemente subaéreos. Na região estudada, por exemplo no afloramento do km 167 da Rodovia SP.280 (ponto TEPIF - 04), essa mudança reflete-se em contato aparentemente brusco, pelo menos quando observado à distância. A aproximação do afloramento, entretanto, demonstra que as areias características da Formação Piramboia interdigitam-se com os bancos de laminações heterolíticas típicos da Formação Teresina. É assim que, neste e em outros afloramentos em diferentes regiões da bacia, o caráter do contato Passa Dois – Piramboia, se transicional ou discordante, continua a gerar debate, abrindo espaço para diversas interpretações.

Em trabalhos pioneiros no Estado do Paraná, interpretou-se esse contato inicialmente como erosivo, em discordância angular (Maack 1947, Bigarella 1948). No Estado de São Paulo, a disseminação da idéia de caráter discordante deve-se em grande parte à interpretação adotada nos trabalhos, de autoria de Soares (1973, 1975), em que a unidade Piramboia foi formalizada com *status* de formação. Nestes trabalhos, o autor interpreta a existência de paleossolo sobre a Formação Teresina, no contato com o Piramboia, em afloramento da Rodovia SP.280 (km 167), correspondente ao ponto TEPIF-04 deste Trabalho de Formatura (Figura 1).

Entretanto, na mesma época, Fúlfaro (1972) caracterizou o contato entre estas unidades em São Paulo como concordante. Baseou suas conclusões em dois aspectos: aridez crescente e contínua desde o final da deposição do Grupo Passa Dois até a deposição eólica da Formação Botucatu e presença de impressões de caules de licófitas típicas do Permiano (*Lycopodiopsis derbyi*, identificados por Souza *et al.* 1971) nos “arenitos Botucatu” *sensu lato*, em Cajuru (SP), hoje mapeados como Formação Piramboia.

Na mesma época, trabalhos de Vieira & Maingué (1973) e Vieira (1973) apontam o contato Teresina-Piramboia como “abrupto e gradativo”, no norte do Estado do Paraná e sul do Estado de São Paulo. Com esta descrição, os autores indicaram que, embora a sedimentação tivesse sofrido uma mudança abrupta (de siltitos e calcários para arenitos), as fácies teriam características transicionais, evidenciadas, por exemplo, por interdigitação. Nesta mesma linha de observação, Riccomini *et al.* (1984), em sua descrição do contato entre a Formação Rio do Rasto e a Formação Piramboia, na serra do Cadeado (PR), reconheceram intercalações arenosas cada vez mais volumosas para o topo, acompanhadas de aumento de granulometria da areia.

No Estado do Rio Grande do Sul, Lavina (1991) caracterizou o contato Passa Dois – Piramboia como concordante e gradual, contudo não descartou a possibilidade de haver diastemas locais. Posteriormente, mesmo autor encabeçou trabalho (Lavina *et al.* 1993) em que se determinou contato interdigitado das formações Sanga do Cabral e Piramboia com a Formação Rio do Rasto. Rohn (1994), em âmbito bioestratigráfico, notou a ausência de parte do registro do topo na Formação Rio do Rasto, contudo observou “sugestivos contatos transicionais” ao longo da rodovia PR-090. Matos (1995), analisando poços e afloramentos no norte do Paraná e sul de São Paulo, descreveu o contato como abrupto, porém não erosivo, e introduziu a designação Camada Porangaba, caracterizada por brechas intraclásticas parcialmente silicificadas, como marco estratigráfico da passagem Teresina-Piramboia nesta região. Notou ainda a recorrência de fácies com possível origem eólica na Camada Porangaba e questionou a existência de discordância erosiva ou mesmo de hiato deposicional entre as duas unidades litoestratigráficas.

No centro-leste de São Paulo, Caetano-Chang (1997) determinou o contato entre as formações como erosivo, com hiato deposicional “de alguns milhões de anos”. De acordo com dados retirados de perfilagens geofísicas, Milani (1997) refere-se ao mesmo contato, nas regiões Sul e Sudeste do país, como interdigitado. Giannini *et al.* (2004b) usam como evidência adicional de contato transicional a presença de estruturas de sobrecarga exercidas pelas areias do Piramboia sobre as lamas do Grupo Passa Dois, em afloramentos dos estados de São Paulo e Paraná.

A porção superior do Grupo Passa Dois já foi considerada neopermiana (e.g. White 1908, Pacheco 1927, Daemon & Quadros 1970, Zálan *et al.* 1990, Lavina 1991, Rohn 1995), mesozóica (e.g. Du Toit 1927, Moraes Rego 1930, Oppenheim 1935, Ragonha 1984 e 1989, Cunha & França 1993), e permiana média ou mais antiga (e.g. Sanford & Lange 1960). Mais recentemente, atribui-se idade kazaniana para as formações Corumbataí, Teresina e Serrinha (Almeida & Melo, 1981). Ragonha (1989)

compara *Dipnois* encontrados nas Formações Teresina e Corumbataí em São Paulo com exemplares da Índia e Europa, e com base nisso considera a unidade como triássica; outros fósseis, *Ceratodus* e *Xenacantódios*, apontariam para mesma idade. Já Lavina (1991), no Rio Grande do Sul, compara tetrápodes encontrados na Formação Rio do Rasto e Formação Sanga do Cabral (correlacionável com o topo do Grupo Passa Dois e a base do Grupo São Bento, no Estado de São Paulo) com espécimes de bacias africanas, e considera-as como indicadores de idade permiana. Para esse autor, a idade permiana seria apontada também pela flora glossopterídea e por esfenófitas, licófitas, gimnospermas, bivalves, placas dentárias de *Dipnois* e palinomorfos.

No Estado de São Paulo, a Formação Piramboia não fornece fósseis com idades precisas. Com isso, a idade da unidade tem sido inferida através de idades admitidas para as formações com que faz contato (Giannini *et al.* 2004b). A Formação Botucatu, que faz contato com o topo da Formação Pirambóia, tem sua idade estimada (Neojurássico e Eocretáceo) através de datações radiométricas dos derrames da Formação Serra Geral (Riccomini *et al.* 1984). Deste modo, a Formação Piramboia em São Paulo estaria inserida no intervalo de idade compreendido entre o Eotriássico e o Neojurássico.

4. Resultados

4.1. Informações de Campo

Os afloramentos visitados em campo seguiram perfil de direção N110°, na borda leste da Bacia do Paraná, através da Rodovia SP-280. A seção geológica levantada ao longo do trecho estudado (Figura 2) permite inferir espessuras máximas aproximadas de 60 m, tanto para a Formação Teresina como para a Piramboia, e de pelo menos 50 m, para a Formação Serra Alta.

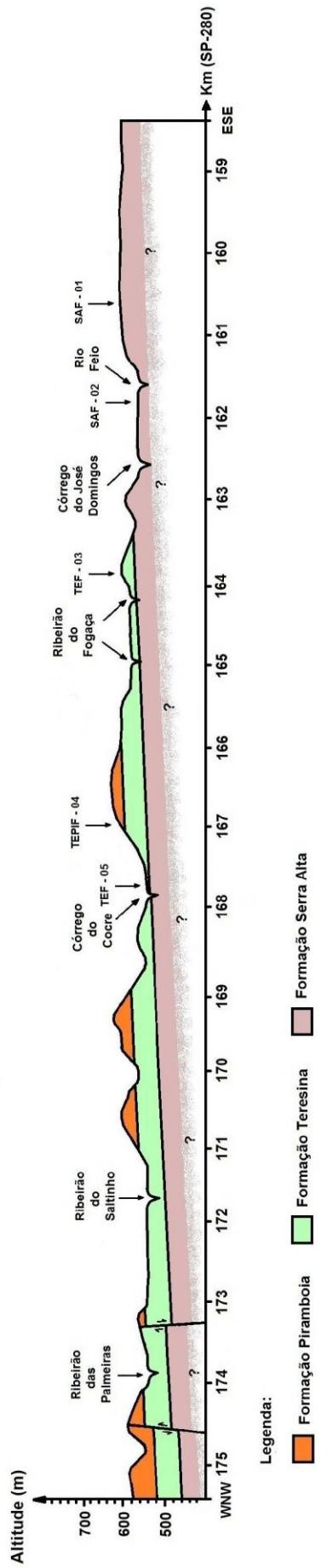


Figura 2: Seção geológica construída ao longo do trecho visitado da Rodovia Presidente Castelo Branco (SP-280). Altitudes baseadas na folha topográfica de Conchas (SP - 22 - Z - D - II - 2) do IBGE em escala 1:50000.

Os dados de campo registrados em caderneta apresentam-se a seguir, organizados segundo o nome dos pontos já localizados nas Figuras 1 e 2. A nomenclatura abreviada de cada fácie é feita por meio de siglas do tipo **xYz**, em que as iniciais maiúsculas (**Y**) referem-se ao nome da rocha, com ênfase na granulação (folhelho, lutito, siltito, folhelho siltoso, arenito, siltito arenoso e rudito), as iniciais minúsculas antes das maiúsculas (**x**) referem-se à composição mineralógica das fácies intrabacinais (fosfato, carbonato ou sílica do tipo calcedônia) e as minúsculas após as maiúsculas (**z**) fazem alusão às estruturas sedimentares reconhecidas. Para simbolizar estas composições e estruturas, foram utilizadas as letras listadas no Quadro 1.

Quadro 1: Siglas adotadas para representar litologias e estruturas sedimentares, nos códigos de fácies, segundo a fórmula geral **xYz**.

Natureza da informação	Sigla	Descrição
X Composição mineralógica das fácies intrabacinais	f	Fosfato
	c	Carbonato
	s	Sílica
Y Rocha, com ênfase à granulação	F	Folhelho
	L	Lutito
	FS	Folhelho siltoso
	A	Arenito
	SA	Siltito arenoso
	R	Rudito
	S	Siltito
Z Estrutura sedimentar	h	Laminação heterolítica indiferenciada
	w	Laminação heterolítica do tipo <i>wavy</i>
	s	Sobrecarga
	c _a	Estratificação cruzada de ângulo alto (> 10 graus)
	c _b	Estratificação cruzada de ângulo baixo (< 10 graus)
	c	Convolução
	p	Estratificação plano-paralela
	g	Polígonos de gretação
	d	Dique clástico
	l	Lanças de sílica
	t	Teepee e/ou dobras enterolíticas
	f	Laminação fenestral
	b	Bioturbação
	i	Intraclastos rudáceos

Os dados descritivos de fácies permitiram a representação esquemática de cada afloramento na forma de seções colunares (Figuras 3 a 7). As altitudes indicadas nestas colunas, baseadas em GPS, possuem erro nominal máximo do equipamento, no momento da medida, de ± 9 m. As exposições estudadas encontram-se descritas a seguir, na ordem estratigráfica.

O afloramento da base da Formação Serra Alta, segundo ponto rumo WNW (SAF - 02), é composto por folhelho siltoso (FS) e por duas fácies delgadas. A fácie FS domina a exposição e caracteriza-se, sobretudo por fissilidade, sendo a aparente laminação plano-paralela, de espessura milimétrica a submilimétrica, derivada da

alternância de tons de cinza mais claros e mais escuros, os quais podem ter origem secundária. É a fácie mais escavada da exposição.

A primeira das fácies delgadas sobressalentes, ocorrente em pelo menos dois horizontes centimétricos próximo da base da sucessão sedimentar, corresponde a um fosfarrudito (fR) grânulo-seixoso, com bioclastos de coprólitos retrabalhados (grãos cilíndricos e ovóides centimétricos, pretos), ossos, dentes, escamas e fragmentos de conchas. A outra fácie é um arenito siltoso com laminações heterolíticas incipientes, contendo bioturbações na base da camada. A seção colunar correspondente encontra-se representada na Figura 3.

SAF - 02:

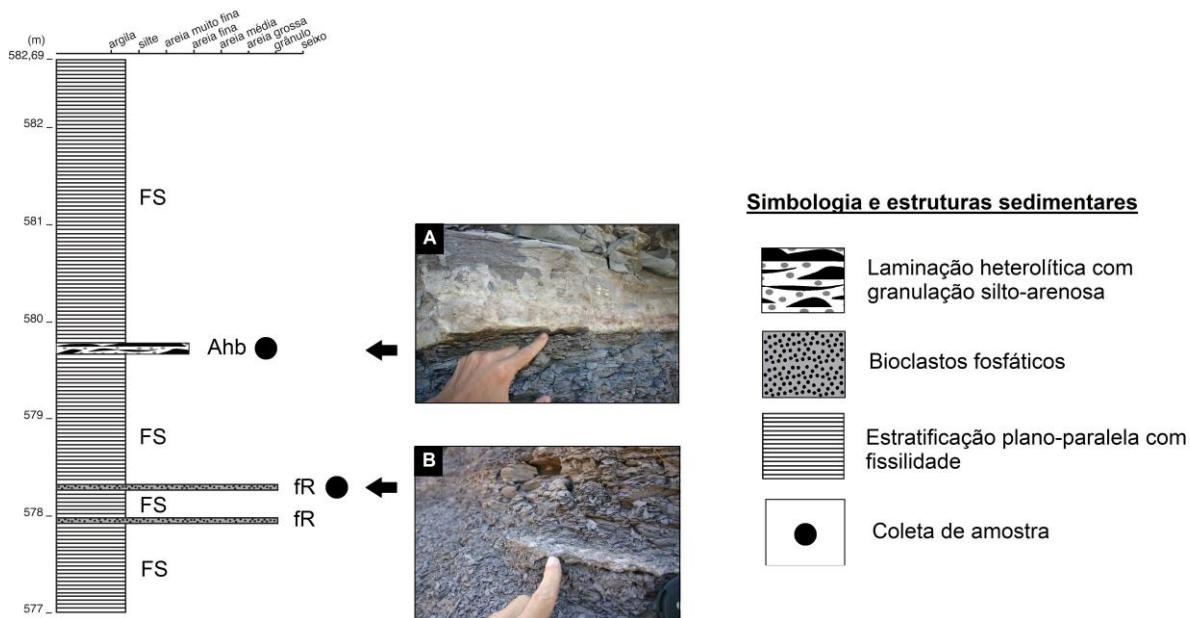


Figura 3: Coluna estratigráfica levantada no ponto SAF-02, atribuído à Formação Serra Alta inferior e suas respectivas fotos de afloramento. Contato da fácie Ahb com FS apresentando bioturbações na base da camada (A) e camada delgada centimétrica da fácie fR, composta por bioclastos cilíndricos e ovóides (B).

A porção superior da Formação Serra Alta é representada pelo primeiro afloramento estudado de ESE para WNW (SAF – 01) e nele foram descritas três fácies, as quais se encontram cortadas por um dique clástico de siltito arenoso. Na ordem de primeira ocorrência de baixo para cima, as três fácies reconhecidas neste ponto são a fácie FS, já vista anteriormente e que agora apresenta recorrência na sucessão vertical, siltito arenoso com laminação heterolítica incipiente (SAh) e arenito siltoso contendo laminação heterolítica incipiente, estruturas de sobrecarga na base e convoluções (Ahsc). Os siltitos arenosos, fácie SAh, são os mais ressaltados no afloramento, e apresentam coloração cinza arroxeados e padrão de alteração em

pastilhas. Distinguem-se também pela elevada frequência de lâminas milimétricas de calcita fibrosa secundária, possivelmente telodiagenética, concordantes com o acamamento, interespacadas de centímetros. Esta fácie também tem duas ocorrências, sendo a segunda delas no topo da sucessão vertical. Em meio a fácies FS e a SAh, a fácie Ahsc destaca-se como corpo lenticular delgado, de aspecto mais maciço ou banqueado à distância. Seu contato de base, com a fácie folhelho siltoso, forma estruturas de sobrecarga, como almofadas e chamas, de dimensões subcentimétricas. A coluna representando a sucessão sedimentar do ponto SAF – 01, Formação Serra Alta superior, segue na Figura 4.

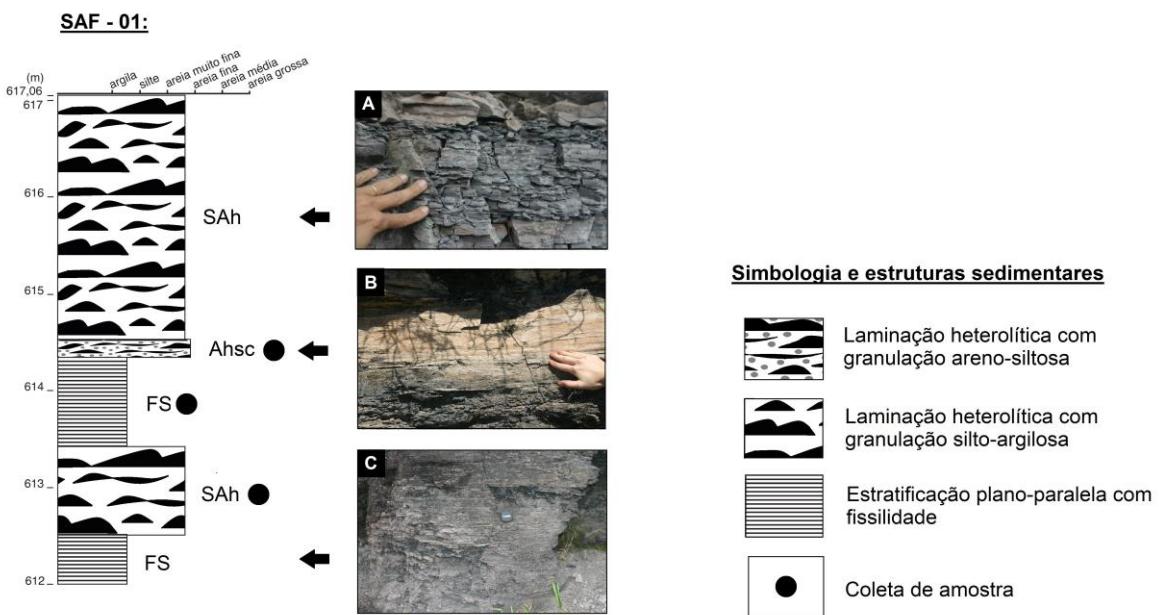


Figura 4: Coluna estratigráfica levantada no ponto SAF-01, atribuído à Formação Serra Alta superior, com suas respectivas fotos de afloramento. Fácie SAh com padrão de alteração em pastilhas (A), aspecto maciço da fácie Ahsc (B) e camada de folhelho siltoso (C).

A sucessão prossegue com a base da Formação Teresina, representada pelo último ponto no rumo WNW (TEF-05), e nele foram observadas cinco fácies. A primeira, da base para o topo, é um estrato centimétrico de ortoconglomerado com gradação inversa, constituído por grânulos e seixos ovais silicificados, e classificada como silrrudito (sR) intraclástico. Sobreposto a essa fácie, ocorre folhelho siltoso (FS) calcífero avermelhado, com fissilidade plano-paralela. A coluna sedimentar prossegue com a intercalação repetitiva entre duas fácies delgadas, uma cortando a outra na forma de diques de sedimento, silicificado ou não, as quais foram reconhecidas em campo inicialmente em vista das suas diferentes resistências a erosão, uma se encontrando mais escavada e a outra mais sobressalente. A fácie mais escavada corresponde a calcário fino rosa, com estratificação plano-paralela, que se apresenta em forma de lentes isoladas em meio à fácie mais sobressalente. Nela são

encontradas agulhas de sílica milimétricas, concentradas em horizontes contínuos, e superfícies gretadas (cLldg). A fácie mais sobressalente representa um calcário um pouco menos fino (cLs), de cor bege que exerce sobrecarga na fácie anteriormente descrita, definindo formas que lembram *boudins*. No topo do afloramento, reconhece-se um calcissiltito (cSt) finamente laminado, dentro do qual localmente se observam lâminas deformadas, enterolíticas ou rompidas com padrão em cabana (*tepees*), interpretadas preliminarmente como estruturas deformacionais ligadas a hidratação de anidrita. A sucessão de fácies do ponto TEF-05 é representada na Figura 5.

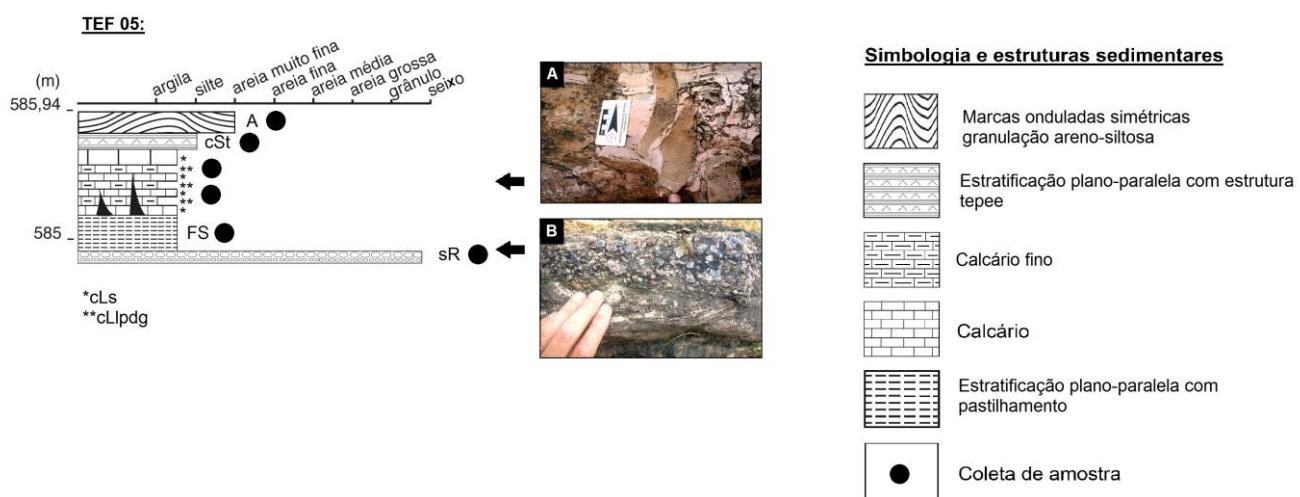


Figura 5: Coluna estratigráfica levantada no ponto TEF - 05, pertencente à Formação Teresina inferior. Fotos de afloramento: (A) relação intrusiva da fácie cLs, de cor bege, com a cLldg, de cor rósea; (B) silrudito.

O ponto seguinte rumo WNW, TEF-03, corresponde à porção estratigráfica intermediária da Formação Teresina. O terço basal do afloramento é composto por fácies de folhelho siltoso rosa esverdeado (FS) e uma camada parcialmente silicificada de calcilutito com estratificação plano-paralela (cL). Acima encontra-se um siltito contendo laminationes heterolíticas bioturbadas (Shb), sobreposto por outra camada de calcilutito com estratificação plano-paralela, em cujo decímetro superior ocorrem possível lamination fenestral e estruturas com padrão poligonal em planta (cLfg). Os polígonos, com cerca de 15 cm de diâmetro em média, são separadas por fendas preenchidas, escavadas ou sobressalentes, de até 7cm de largura. Neste mesmo horizonte superior com polígonos, encontram-se cristais euédricos cúbicos, subcentimétricos, esparsos, de provável óxi-hidróxido de ferro, e placa óssea de peixe (Dipnoidea) centimétrica, previamente descrita por Toledo *et al.* (2010). No terço superior desta fácie cLfg, observam-se lâminas subcentimétricas de silexito, dobradas em típico padrão enterolítico. A sucessão de fácies é apresentada na Figura 6.

TEF - 03:

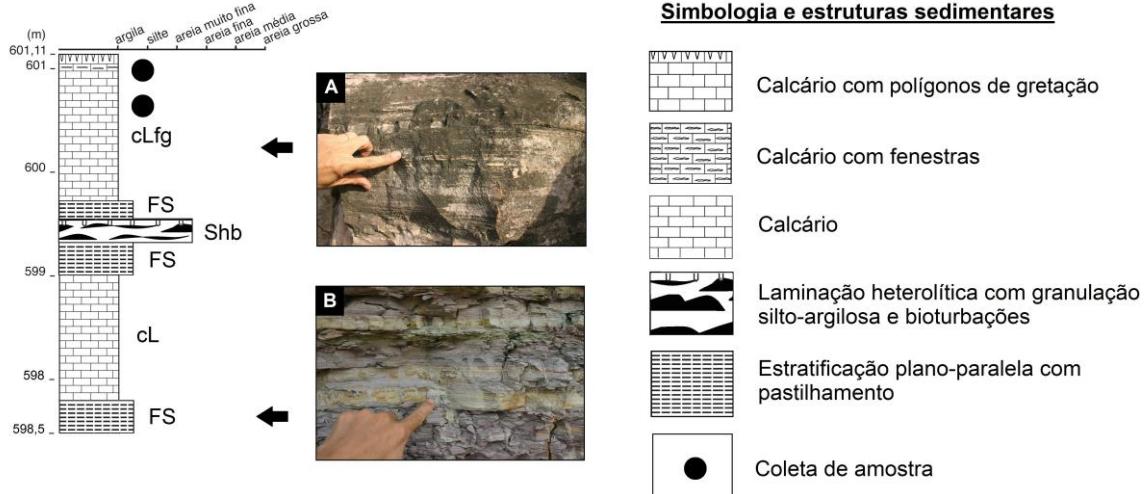


Figura 6: Coluna estratigráfica representando o ponto de campo TEF – 03, pertencente à Formação Teresina em posição estratigráfica média. Fotos de afloramento: (A) fácies cLfg com estratificação plano-paralela, onde se encontram possíveis laminações fenestrais; (B) folhelho siltoso rosa esverdeado.

Os polígonos do topo da sucessão podem ser interpretados como gretas de contração em lama carbonática ou de contração e expansão, caso esta lama carbonática tenha-se associado a sais evaporíticos. Esta segunda hipótese é fortalecida pela identificação das lentes de silexito em padrão enterolítico. Uma hipótese alternativa, entretanto, é que a estrutura poligonal resulte da cimentação tardia de fraturas de origem tectônica. Para testar esta hipótese, 67 medidas de direção de faces de polígonos foram tomadas em campo e os resultados lançados em gráfico de roseta, para análise do padrão de dispersão (Gráfico 1). A elevada dispersão das medidas e a distribuição polimodal, com quatro direções preferenciais (25-35°/ 71-81°/ 120-125°/ 155-160°) são sugestivas de ausência de controle tectono-estrutural na formação das gretas.

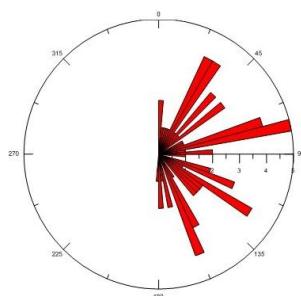


Gráfico 1: Histograma circular de distribuição de frequências de direção das arestas de polígonos do topo do afloramento TEF - 03. Notar elevado grau de dispersão e padrão polimodal, compatíveis com hipótese de origem sedimentar para a estrutura.

O penúltimo ponto descrito de SSE para WNW (TEPIF-04) corresponde ao topo da Formação Teresina, em contato com a Formação Piramboia. A base do empilhamento presente neste afloramento é representada por um arenito siltoso, que

contém laminações heterolíticas do tipo *wavy* (fácie Aw), e que passa gradualmente, em padrão interdigitado, para arenito siltoso (fácie Awpc_b) com estratificação plano-paralela, marcada em certos níveis por ôndulas simétricas. Essas marcas de onda ocorrem com comprimento (λ) de 8 a 15 cm e altura de até 14 mm, sendo que suas cristas são mais agudas que as calhas, em orientação N-S. Nas estruturas heterolíticas e plano-paralelas, observa-se alternância de estratos arenosos, de coloração bege, e estratos silto-argilosos, de coloração marrom avermelhado. Localmente, em menor freqüência, ocorrem estratificações cruzadas de ângulo baixo (inferior a 10°). Estes arenitos são sobrepostos por duas camadas, similares entre si, uma inferior, de arenito lamoso (AL) maciço de coloração cinza, e outra superior, de arenito lamoso maciço de coloração avermelhada, com intraclastos esparsos na fração grânulo (ALi). Os estratos seguintes já não são tão lamosos quanto os subjacentes. A sucessão sedimentar prossegue assim com fácie de arenito fino (Ac_bp) avermelhada contendo estratificação plano-paralela e cruzada de ângulo baixo, a qual, por vezes, se apresenta perturbada por convoluções e feições em taça, provavelmente ligadas a fluidificação e escape de água. No topo do afloramento, ocorre outra fácie arenosa fina (Ac_a), porém com estratificação cruzada, em padrão acanalado, de maior ângulo de mergulho, correspondendo ao registro de dunas eólicas da Formação Piramboia. A coluna estratigráfica representando a sucessão de fácie deste ponto segue na Figura 7.

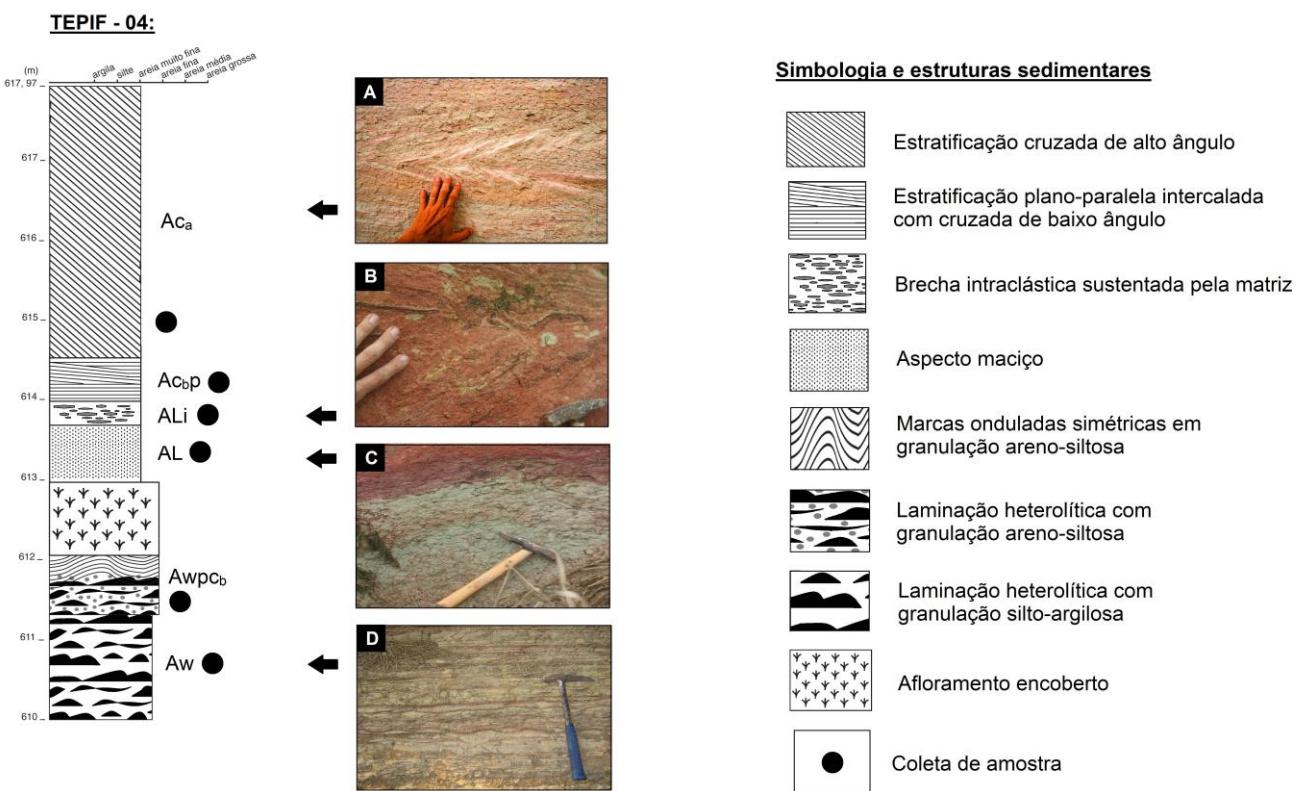


Figura 7: Coluna estratigráfica levantada no ponto de campo TEPIF – 04, passagem Teresina-Piramboia. Fotos de afloramento: (A) fácies Ac_a com duas séries de estratificação cruzada de alto ângulo; (B e C) estratos de arenito maciço da transição Teresina-Pirambóia, representando as fácies ALi , de coloração avermelhada, e AL , de coloração cinza; (D) laminação heterolítica da Formação Teresina.

4.2. Resultados Analíticos Laboratoriais

4.2.1. Petrografia e MEV-EDS

As 25 lâminas petrográficas estudadas compreendem fácies terrígenas arenáceas ou siltosas e intrabacinais carbonáticas fosfáticas ou silicosas de diferentes granulações. Representam cinco fácies descritas na Formação Serra Alta, nove da Formação Teresina, duas da transição Teresina/Piramboia (“paleossolo” de Soares 1973, 1975) e duas da Formação Piramboia. Outras quatro lâminas representaram feições que se destacavam nos afloramentos, e que por isso, foram amostradas e analisadas em separado: uma de dique clástico, duas de pavimentos ricos em cristais alongados centimétricos de sílica, e outra de preenchimento de polígonos de gretação. Uma destas lâminas, a da fácies cLs com espadas de sílica, em corte paralelo ao acamamento, foi selecionada para análise ao MEV-EED, com a finalidade de obter detalhes micromorfológicos indicativos da origem do material. A descrição das seções delgadas é apresentada em seguida, na ordem do empilhamento estratigráfico.

- SAF – 02: fácies fR

A petrofácie encontrada em fR é de rocha carbonática rica em cimento de material opaco (provável óxido de ferro) e em bioclastos com contatos intergranulares pontuais. O arcabouço é composto por fósseis (30% da amostra) e grãos terrígenos (2%). Os fósseis, que ocorrem na forma de aglomerações, incluem fragmentos de ossos de até 0,75mm, escamas de até 0,45 mm, coprólitos de 1,6 a 2 mm e espículas de esponja com diâmetro de corte basal de aproximadamente 20 μm . Os fragmentos de ossos são alongados, às vezes curvos, e os coprólitos costumam ter forma ovalada, podendo apresentar, em seu interior, microestruturas em dobras (Figura 8). O material terrígeno compreende quartzo, muscovita, plagioclásio e biotita, com tamanho variável de 20 a 75 μm . O cimento é composto de óxido de ferro (38%), na forma de manchas pontuais milimétricas, e por carbonato espáctico (30%). A abundância e distribuição nodular do cimento opaco apontam para processo de concrecionamento (cimentação concentrada) da camada rudácea, possivelmente logo após a deposição, sob condições de fundo de bacia com sedimentação abandonada. De acordo com essa interpretação, e considerado o contexto geral de deposição da Formação Serra Alta, dominado por folhelhos escuros, este cimento deve ter-se precipitado inicialmente na forma de sulfetos, os quais teriam se oxidado na telodiagênese. A rocha, nos termos de Dunham (1962), é um *grainstone*, ou ainda um *rudstone*, na classificação deste autor modificada por Embry & Klovan (1971). Na nomenclatura de Folk (1962), trata-se de um fosfarrudito bioespáctico.

- SAF – 02: fácies Ahb

A petrofácie encontrada na fácies Ahb corresponde a rocha carbonática sustentada pelo cimento espáctico (89%), com presença muito subordinada de clastos terrígenos (1%) e biogênicos (<1%). A composição da rocha é completada por cimento opaco (10%), provavelmente de óxidos de ferro, que se apresenta com distribuição intergranular, acompanhando os planos de sedimentação, ou em veios no carbonato espáctico (Figura 9). Os grãos terrígenos são compostos por quartzo e feldspato subarredondados, com esfericidade variável, em tamanhos que vão de 34 a 115 μm , e por plaquetas de biotita e raros cristais subédricos de zircão. Os bioclastos são representados por espículas de esponja, com diâmetro de corte basal de aproximadamente 35 μm . Com base na classificação de Dunham (1962), esta petrofácie pode ser designada como calcário cristalino com terrígenos e bioclastos. Em vista da descrição de campo da fácies, um arenito calcífero com laminações

heterolíticas e bioturbações, o domínio de carbonato espático encontrado na lâmina pode ser interpretado como resultante da recristalização de lama carbonática depositada sob escassez de aporte clástico, em condições de bacia faminta. Nestas condições, a atividade biogênica e a precipitação carbonática autígena ficam ressaltadas, o que caracteriza um *hardground*. Aceita esta interpretação, trata-se de um pseudoespatito, na nomenclatura de Folk (1962).

- SAF – 02: dique clástico

Ao exame petrográfico, o dique clástico mostrou-se composto por rocha mista carbonático-terrígena, sustentada pela matriz micrítica (35% em volume), e com arcabouço (60%) composto dominantemente por grãos terrígenos de quartzo, plagioclásio e filossilicatos, e, subordinadamente, por bioclastos (5%) de espículas de esponja silicificadas e ostracodes. Em vista da sustentação pela matriz carbonática, a porosidade é nula. O material clástico terrígeno ocorre dominantemente na fração silte grosso (42 – 66 μm) e apresenta predomínio de grãos alongados angulosos, com orientação preferencial subparalela às paredes do dique. Parte dos grãos alongados exibe forma euédrica poligonal, às vezes terminada em ponta, e, pelas propriedades ópticas, pode corresponder a feldspato e/ou gipsita (Figura 10). Os fósseis de espícula de esponja (28 – 48 μm) são mais facilmente reconhecidos nos cortes basais, em que se observam formas circulares típicas, constituídas de quartzo mono ou policristalino. Os ostracodes (0,5 mm) ocorrem articulados e suborientados paralelamente ao dique, a exemplo dos grãos terrígenos alongados. A textura da rocha é clástica, em que os grãos do arcabouço, quando não flutuantes, tocam-se apenas pontualmente.

Esta rocha, por seu caráter misto, não pode ser designada apenas com base nas classificações petrográficas clássicas de calcários e rochas terrígenas, sendo necessárias adaptações. Numa adaptação da terminologia de Dunham (1962), por exemplo, poderia ser considerado um *packstone* extraclástico bioclástico. Numa adaptação de Folk (1962), trata-se de calcisiltito quartzo-biocítrico. E, nos termos de Dott (1964), corresponde a um *wacke* feldspático bioclástico de matriz micrítica.

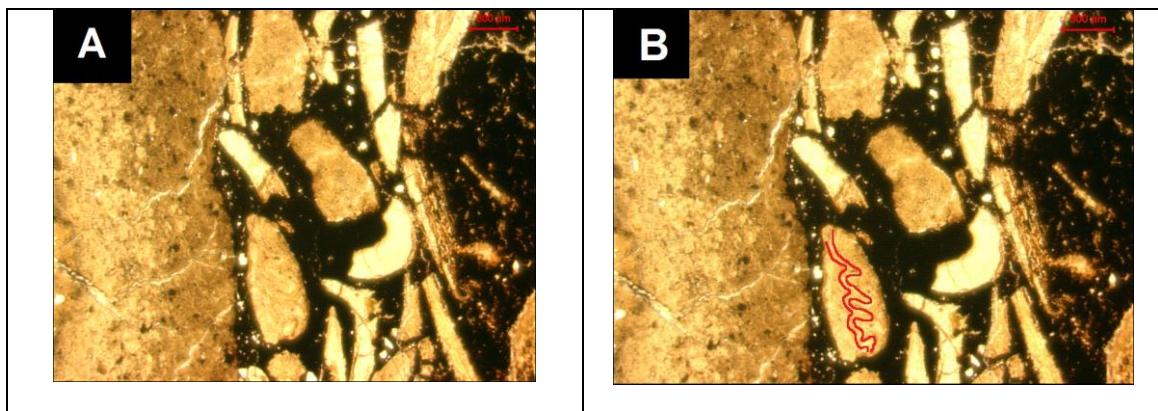


Figura 8: Fossileudite (fácies fR) apresentando concentração de fósseis, onde se observa cimento de óxido de ferro (preto), carbonato espático (esquerda) e arcabouço constituído de fragmentos de ossos (grãos alongados, angulosos) e coprólitos (grãos ovoides, arredondados), ambos de composição fosfática (A). Notar presença de microdobras no interior de parte dos coprólitos (B). Nicós paralelos.

<p>Figura 9: Mudstone da fácies Ahb, com cimento carbonático espático, apresentando manchas de óxido metálico. Nicós cruzados.</p>	<p>Figura 10: Packstone extra-intraclástico que preenche o dique sedimentar de injeção, do ponto SAF-02. Notar presença marcante de grãos poligonais e/ou alongados, de possível gipsita. Paredes do dique paralelas ao eixo menor da foto. Nicós cruzados.</p>

- SAF – 01: fácies FS

A micro ou petrofácie correspondente ao folhelho siltoso (FS) da Formação Serra Alta é uma rocha mista, com leve predomínio de material carbonático. Compõe-se de arcabouço silto-arenoso terrígeno (40%) e bioclástico (1%), flutuante em lama micrítica (50%), com cimentos de carbonato espático (3%) e material opaco (6%), este atribuído a matéria orgânica e/ ou sulfetos de ferro, parcialmente oxidados. Alguma segregação granular é conferida pela presença de horizontes submilimétricos sustentados pelo arcabouço, onde o conteúdo de terrígenos é de até 80% (Figura 11). Os fósseis presentes são de espículas de esponja, dispostas tanto em corte basal como longitudinal (tamanhos entre 15 e 40 µm) e de ostracodes, articulados ou não (cerca de 20 µm, em média). Os terrígenos compreendem grãos subarredondados, com esfericidade variável, de feldspato, quartzo, muscovita e biotita, os dois últimos deformados por efeito de compactação mecânica. Os clastos de quartzo e feldspato

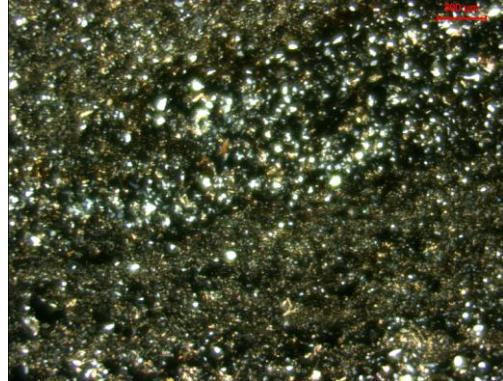
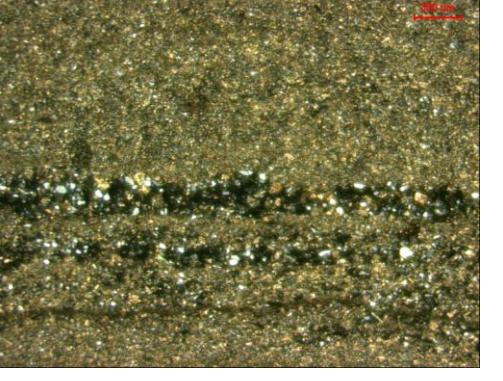
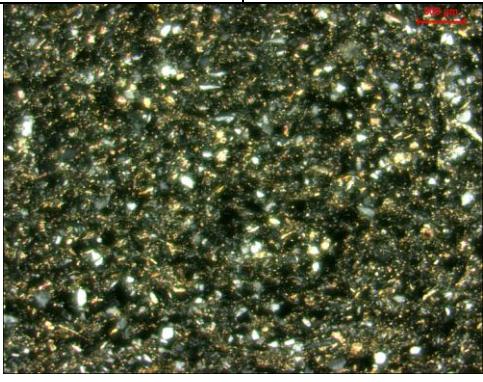
variam em tamanho de 23 a 92 μm e definem camadas subordinadas de granulação mais grossa. O cimento espático, bem como o opaco, associam-se preferencialmente aos horizontes mais grossos e/ou ricos em terrígenos. O contato entre os grãos nestes horizontes varia de pontual a plano, sugerindo compactação química pouco acentuada, provavelmente em virtude da precipitação deposicional ou eodiagenética de carbonatos. Em vista da presença de segregação granular, com variação na concentração do arcabouço, a rocha pode ser classificada petrograficamente como um *wackestone* a *packstone* (Dunham 1962) impuro ou *wacke* feldspático de matriz micrítica (Dott 1964).

- SAF – 01: fácies SAh

A petrofácie encontrada no siltito arenoso (SAh) corresponde a rocha carbonática clástica, algo semelhante a da fácie FS, com sustentação ora pelo carbonato, ora pelo arcabouço, neste segundo caso em lâminas submilimétricas de ocorrência subordinada (Figura 12). A principal diferença em relação à petrofácie anterior é o caráter microespático da lama carbonática e a maior presença de espato, cuja trama, em alguns pontos sustentando a rocha, sugere origem por recristalização diagenética da lama carbonática (caráter de pseudoespato). O arcabouço é composto por bioclastos (<1%) de espícula de esponja, identificados mais facilmente em corte basal circular, cujos diâmetros variam de 22 a 35 μm , e por material terrígeno (30%) composto por biotita, muscovita, quartzo, feldspato e turmalina, em grãos que vão de 12 a 96 μm . Os grãos de quartzo e feldspato são subarredondados, com esfericidade de baixa a alta. Palhetas de biotita e muscovita encontram-se encurvadas, como efeito de compactação mecânica. Nos horizontes mais grossos sustentados por terrígenos, os grãos tocam-se em contato plano a pontual, o que indica compactação química pouco efetiva, provavelmente prevenida pela presença de carbonato intersticial. O cimento engloba carbonato microespático (35%) e espático (25%) e opacos, estes interpretados como possíveis vestígios de material organo-metálico, oxidado (10%). O espato ocorre associado com os horizontes de granulação mais grossa e os opacos em manchas pontuais pervasivas. Em vista da segregação granular por variação na concentração de arcabouço, a rocha pode ser classificada, segundo a terminologia de Dunham (1962), como um *wackestone* com porções intercaladas de *packstone*, impuro. Na classificação de Dott (1964), trata-se de *wacke* feldspático de matriz microespática.

- SAF – 01: fácies Ahsc

A petrofácie encontrada no arenito siltoso com laminações heterolíticas (Ahsc) corresponde à rocha clástica mista sustentada pela matriz microespática. O arcabouço é constituído de bioclastos (1%) de espícula de esponja, reconhecidos em seu corte basal circular, com diâmetro variando de 12 a 34 μm , e por material terrígeno (50%), composto por biotita, quartzo, muscovita, feldspato, turmalina e zircão (Figura 13). Os grãos de quartzo e feldspato são subarredondados, com esfericidade de baixa a alta, em granulação que varia de 23 a 103 μm , e as micas ocorrem deformadas por compactação mecânica. O cimento abrange carbonato microespático (42%) e espático (5%) e material opaco, interpretado como óxido de ferro (2%), o qual ocorre intergranular, distribuído em manchas pontuais de cerca de 10 μm . Apesar de a rocha ser sustentada pela matriz carbonática, observam-se locais onde os grãos se tocam em contatos pontuais a planos, ainda que sem chegar a caracterizar segregação granular. Assim, segundo Dunham (1962), a rocha corresponde a *wackestone* a *packstone* impuro; e, na classificação de Dott (1964), a um *wacke* feldspático de matriz microespática.

	
Figura 11: Folhelho siloso (fácie FS), ponto SAF-01, com horizontes de granulação mais grossa de quartzo e feldspato. Nicóis cruzados.	Figura 12: Siltito arenoso da fácie SAh, ponto SAF-01, apresentando segregação granular quanto a tamanho e concentração de terrígenos. Nicóis cruzados.
	
Figura 13: Arenito siloso (fácie Ahsc), ponto SAF-01. Nicóis cruzados.	

- TEF – 05: fácies sR

A fácies designada no campo como silrudito confirma-se na petrografia como uma rocha silicosa (supostamente carbonática ou sulfática na deposição, e silicificada na diagênese), de textura clástica sustentada pelo arcabouço (70% do total). Este é composto de material terrígeno (8% da fração), principalmente quartzo, e intrabacinal (92%), formado por clastos de calcedônia, alguns deles parcialmente substituídos por carbonato, com suspeita da presença adicional de remanescentes (pseudomorfos) de fósseis. Estes clastos intrabacinais têm tamanho entre areia muito grossa e seixo e apresentam-se em seções elípticas, podendo ocorrer rompidos ou deformados de modo a lembrar a ruptura de um material semi-plástico (Figura 14). Os possíveis pseudomorfos de fósseis encontram-se neomorfizados por carbonato secundário e/ou substituídos por calcedônia, tendo tido sua presença suspeita apenas com base no contorno geométrico, que pode ser interpretado como de conchas articuladas de braquiópode da ordem Esperiferida (Figura 15). O cimento é formado por calcedônia sacaroidal, parcialmente substituída por carbonato microespártico (Figura 16). Muitas das características originais desta rocha foram presumivelmente apagadas na diagênese pela intensa substituição por sílica e por carbonato espártico. As feições remanescentes descritas levaram à hipótese de antigas superfícies evaporíticas, gretadas por sucessivas contrações e expansões, e com fragmentos de sais, provavelmente gipsita, retrabalhados mecanicamente, na forma de clastos arredondados, e posteriormente substituídos por sílica. A classificação da rocha segundo Dunham (1962) é *grainstone*, ou *rudstone*, na proposta modificada por Embry & Klovam (1971). Dentro da proposta de Folk (1962), trata-se de um silrudito intraespártito.

- TEF – 05: fácies cLs

A fácies de calcilutito com estruturas de sobrecarga (cLs) corresponde em termos de petrofácies à rocha carbonática sustentada pela matriz micrítica a microespártica (50%), com feições de substituição por sílica. O arcabouço (17%) inclui fósseis e terrígenos. Entre os fósseis, destacam-se espículas de esponja, ostracodes, ossos e restos vegetais silicificados, interpretados como de folhas de licófitas. As espículas foram identificadas pelo corte basal circular, com 20 a 55 µm de diâmetro. Os ostracodes apresentam-se tanto articulados como desarticulados, estes últimos concentrados em camadas que se conectam ao preenchimento de vénulas interpretadas como gretas de dessecação. Os fragmentos de ossos exibem tamanhos

variáveis de 4 a 12 mm e encontram-se, junto com os caules de plantas, dentro da porção superior das supostas fendas de dessecação. Os detritos vegetais silicificados, com tamanho de até 5,6 mm, apresentam seção retangular, com contornos bem delineados (Figura 17). A fração terrígena do arcabouço é composta por biotita, quartzo, turmalina, muscovita, plagioclásio e zircão, com tamanho de 20 a 65 μm , formas subarredondadas e esfericidade muito variável. Os componentes diagenéticos incluem calcedônia (3%), carbonato espático (5%), inclusive dolomita euédrica, e óxido de ferro (25%). A calcedônia aparece na forma de lentes ou como material de substituição em parte das valvas de ostracodes. O espato ocorre substituindo a calcedônia, no interior de ostracodes e dentro das gretas; o óxido encontra-se como pseudomorfo de cristais romboédricos, zonados ou ocos, de dolomita, que também se concentram associados à estrutura de dessecação. Nos termos de Dunham (1962), esta rocha pode ser denominada como *wackestone*, ou *floatstone*, na classificação modificada por Embry & Klovan (1971), fossilífero. Nos termos de Folk (1962), trata-se de silrudito biomicrito.

- TEF – 05: plano do topo da fácie cLs

Esta lâmina foi confeccionada paralela ao plano de estratificação da mesma fácie anterior, em vista da concentração, nesse plano, de diversos grãos alongados em forma retangular e com 4 a 5 mm de comprimento (Figura 18). A lâmina, bem como grãos soltos retirados da mesma superfície de estratificação, impregnados com ouro, foram avaliados ao MEV, para exame mais minucioso da sua micromorfologia.

Ao microscópio óptico, confirmou-se a sustentação da rocha por carbonato micrítico a microespático (87%), com presença muito subordinada de espato (<1%), incluindo dolomita, e de óxido de ferro (<1%). O arcabouço contém fósseis (10%) e materiais terrígenos (3%). Os clastos terrígenos são subarredondados, com esfericidade variável, constituídos de quartzo e plagioclásio, com ocorrência subordinada de palhetas de biotita e muscovita. Entre os fósseis, identificaram-se ostracodes, espículas de esponja. Os ostracodes exibem dimensões de 0,4 a 0,9 mm, ocorrendo freqüentemente substituídos por calcedônia ou neomorfizados por calcita espática, e quando completamente substituídos, podem ocorrer deformados em geometria que lembra a de grãos de feijão. As espículas foram reconhecidas em seu corte basal, com diâmetros de 20 a 30 μm .

Em análise ao MEV, os grãos alongados de calcedônia apresentam textura superficial lenhosa, e, sob maiores aumentos, mosaicos de perfurações retangulares ou ovaladas, que lembram células vegetais (Figura 19). Ao microscópio óptico, estas

estruturas não são nítidas, mas sim a existência de um canalículo na parte central dos grãos (Figura 20). Este conjunto de características reforça a hipótese de que se trate de folhas de licófitas substituídos por calcedônia, como já aventado por Rohn & Rösler (2000). Deve-se ressalvar, porém, que, em um dos clastos silicosos alongados examinados ao MEV, a ausência destas estruturas consideradas diagnósticas de origem vegetal e a agudez das arestas do prisma permitem levantar a suspeita de presença, em associação com os fósseis, de cristais de gipsita (Figura 21). A rocha é classificada como *wackstone* ou *floatstone* (Dunham 1962, Embry & Klovan 1971).

- TEF – 05: fácies cLldg

Esta fácies corresponde a rocha carbonática de matriz microespática (74%), com presença de calcita e dolomita pseudoespáticas (6%) e de arcabouço flutuante (20%). A dolomita ocorre como cristais euédricos, soltos em meio a matriz, ou crescendo a partir das bordas de aglomerações de calcita pseudoespática, e apresenta-se contornada ou substituída por óxido de ferro (Figura 22). O arcabouço compreende fósseis e material terrígeno. Os fósseis incluem espículas de esponja silicosas e carbonáticas, reconhecidas em corte basal circular, que vão de 10 a 60 μm . Outro fóssil encontrado é o ostracode, que ocorre articulado ou não, carbonático ou silicificado, e em dimensões de 87 a 137 μm . Eles concentram-se em uma lâmina espessa, maior que 2,5 cm, flutuando em matriz fina de carbonato e calcedônia (Figura 23). E o material terrígeno é representado por grãos de quartzo e filossilicatos. A textura da rocha é clástica sustentada pela matriz e sua classificação é *mudstone* segundo Dunham (1962), ou dismicrito com fósseis, segundo Folk (1962).

- TEF – 05: fácies cSt

A fácies cSt é representada por rocha carbonática com matriz micrítica (90%) e presença subordinada de espato de calcita e de dolomita (<1%), este último mineral identificado pelo hábito de romboedros euédricos zonados, de coloração marrom devido à substituição pseudomórfica por óxi-hidróxidos de ferro, e ocorrente ou dentro de veios de calcita espática (Figura 24) ou associado à micrita da parte superior da lâmina.

O arcabouço (10%) é formado por fósseis e material terrígeno. Os fósseis incluem ostracodes concentrados no topo da lâmina, que, quando articulados, encontram-se preenchidos pela matriz e/ou por sílica. Incluem também espículas de esponja silicificadas em corte basal circular, e possíveis folhas de licófitas silicificadas (Figura 25). O material terrígeno é composto por quartzo. Suspeita-se ainda da

presença de gipsita, intraclástica ou autígena, representada por cristais de forma alongada, facetados, mono ou biterminados. Na parte inferior da lâmina, são identificadas duas feições tubulares, interpretadas como de bioturbação, uma na direção horizontal e outra subvertical, que chegam a se cruzar. A classificação da rocha, segundo Dunham (1962) é *mudstone*, ou dismicrito com fósseis, segundo Folk (1962).

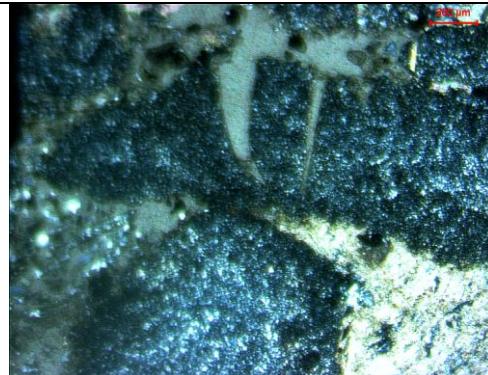


Figura 14: *Grainstone* da fácie sR com clastos elipsóides de calcedônia deformados, rompidos e cimentados. Notar *lump* (intraclasto anguloso) de calcedônia na parte inferior da fotomicrografia. Este conjunto de feições é sugestivo de retrabalhamento de material gretado. Nicóis cruzados.

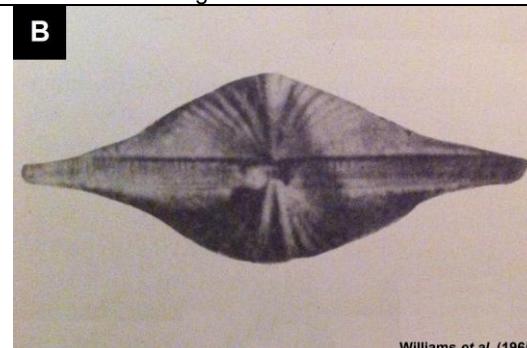
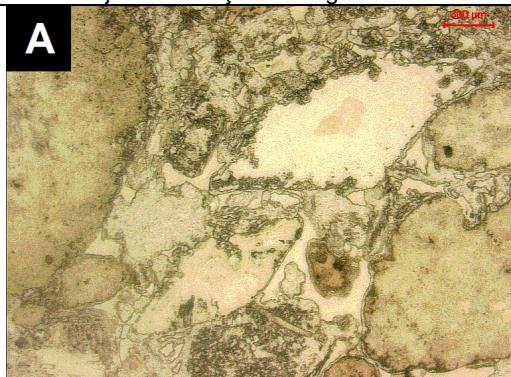


Figura 15: *Grainstone* no ponto TEF-05, fácie sR, com grãos lenticulares espalhados, cujos contornos lembram carapaças de braquiópode (A), e braquiópode Esperiferida que se assemelha com o molde encontrado em lâmina(B). Nicóis paralelos.

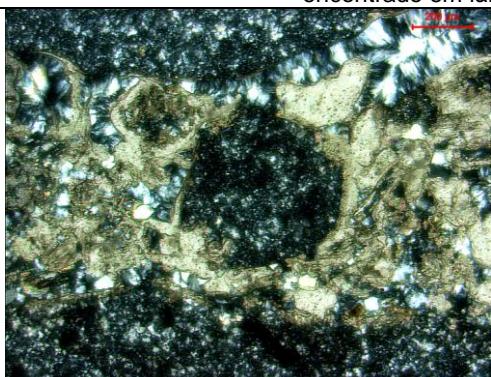


Figura 16: Fácie sR, com horizonte milimétrico de sílica fibro-radiada parcialmente substituída por carbonato. Nicóis cruzados.

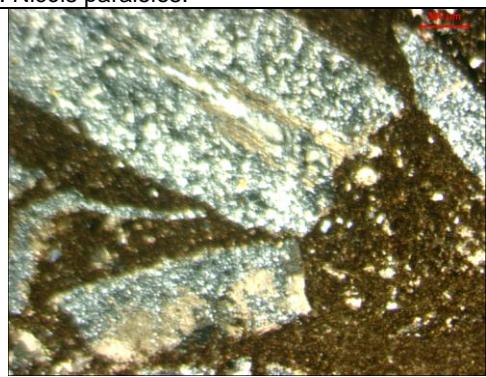


Figura 17: Fragmentos vegetais silicificados com contornos retangulares bem delineados (prováveis folhas de licófitas), em meio à micrita da fácie cLs. Notar fibrosidade longitudinal no núcleo do grão. Nicóis cruzados.

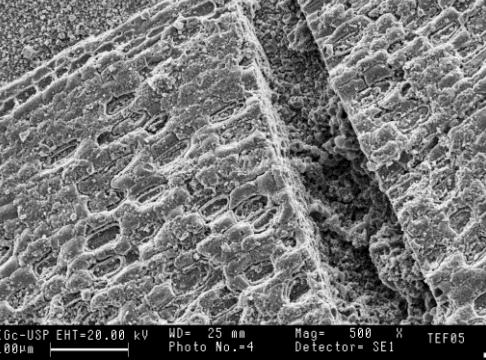
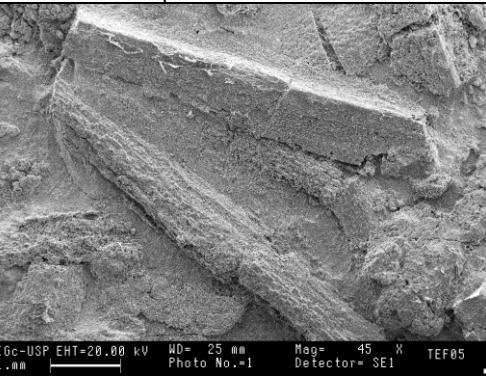
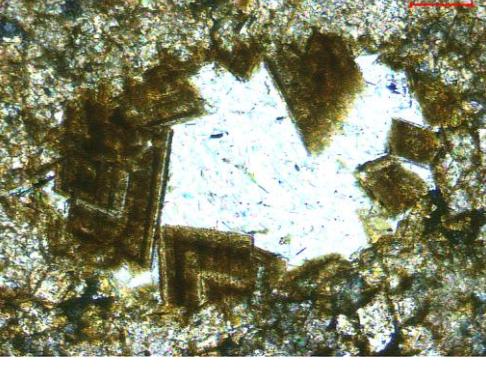
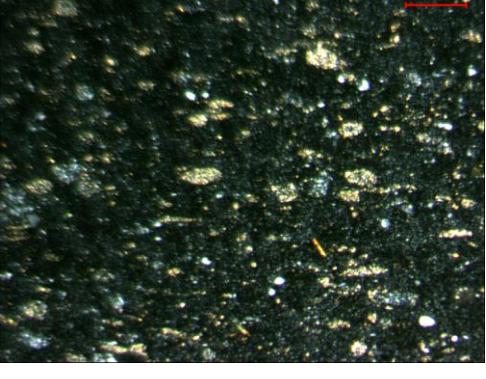
	 <p>IGc-USP EHT=20.00 kV WD= 25 mm Mag= 500 X TEF05 100μm Photo No.=4 Detector= SEI</p>
<p>Figura 18: Grãos alongados encontrados no plano de acamamento exposto da fácie cLs. Lupa binocular, luz refletida.</p>	<p>Figura 19: Imagem de MEV, detector de elétrons secundários, de bioclastos de folhas de licófitas do topo da fácie cLs.</p>
	 <p>IGc-USP EHT=20.00 kV WD= 25 mm Mag= 45 X TEF05 1.μm Photo No.=1 Detector= SEI</p>
<p>Figura 20: Fotomicografia, a nicóis cruzados, de bioclasto de folha de licófita silicificada, exposta na superfície de acamamento, em afloramento da fácie cLs.</p>	<p>Figura 21: Eletromicrografia em MEV de cristais alongados (Figura 18), onde um é atribuído a gipsita (acima) e outro afolha de licófita com superfície lenhosa (abaixo), na fácie cLs.</p>
	 <p>200 μm</p>
<p>Figura 22: Bolsão de pseudoespato no núcleo de drusa de dolomita zonada, em meio a microespato da fácie cLdg. Nicóis cruzados.</p>	<p>Figura 23: Arcabouço, composto predominantemente por valvas de ostracodes, flutuante em meio a matriz fina de carbonato microespáctico e calcedônia da fácie cLdg. Nicóis cruzados.</p>

	
Figura 24: Mudstone da fácie cSt, com veio de carbonato espático, envolvendo dolomita substituída por óxi-hidróxidos de ferro. Nicóis paralelos.	Figura 25: Mudstone da fácie cSt, com feição losangular de calcedônia, atribuível a fóssil de licófita (seção transversal). Nicóis cruzados.

- TEF – 03: fácie Shb

A petrofácie correspondente ao siltito argiloso com heterolíticas (Shb) é uma rocha carbonática clástica sustentada pela matriz micrítica (40%), onde os grãos se tocam por vezes em contatos pontuais ou planos. Clastos terrígenos (12 a 48 μm) dominam o arcabouço (40%), incluindo muscovita, biotita, quartzo e plagioclásio. Já os bioclastos apresentam concentração muito subordinada (<1%), sendo representados por espícululas de esponja, reconhecidas pelo corte basal circular, com tamanho variando de 15 a 25 μm . O cimento é de carbonato espático (20%), com ocorrência subordinada de óxido de ferro (<1%) e calcedônia (<1%). O espato ocorre também pontualmente ou concentrado em horizontes descontínuos submilimétricos, paralelos ao acamamento (Figura 26). Vênulas alongadas e subverticais descontínuas preenchidas por carbonato espático e calcedônia (Figura 27) podem ser atribuídas a vestígios de bioturbação. Este conjunto de características permite classificar a rocha como um *wackestone* impuro (Dunham 1962) ou *wacke feldspático* de matriz micrítica (Dott 1964). As principais diferenças desta petrofácie em relação a suas similares (*wackestones* e *packstones* impuros) da Formação Serra Alta são a presença de bioturbações e calcedônia, e a escassez de material opaco.

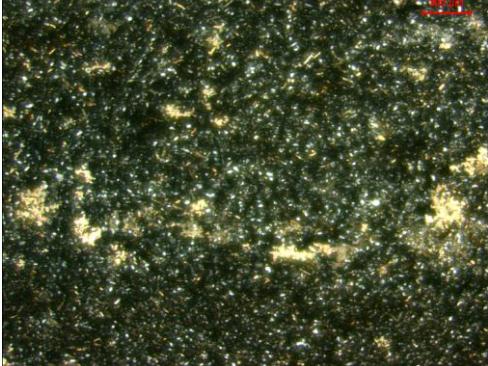
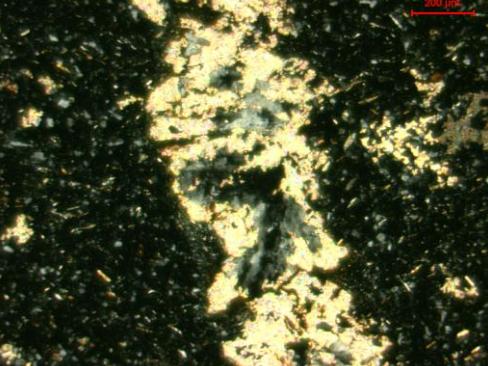
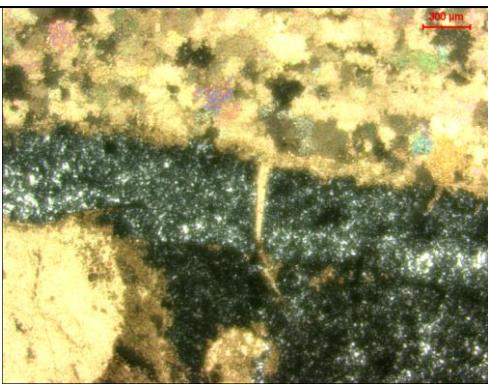
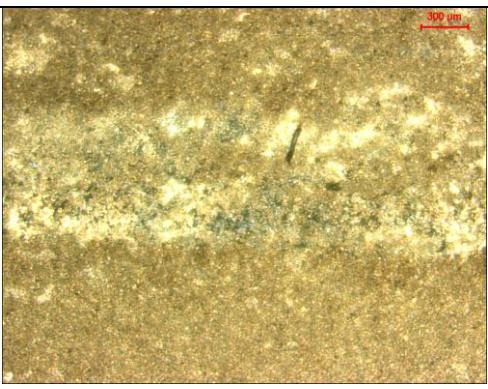
- TEF – 03: fácie cLfg (parte inferior)

A parte inferior da fácie de calcilutito fenestral difere da superior pela ausência de fenestradas bem definidas, o que provavelmente se deve à modificação das tramas e texturas originais do carbonato micrítico (40%) pela precipitação diagenética de calcedônia (10%) e de carbonato espático (48%). Em campo, esta calcedônia ocorre na forma de laminações enterolíticas, o que sugere que possa ter-se formado

por substituição eodiagenética de sais. Outro cimento presente na rocha é representado por material opaco finamente disseminado, atribuído a óxi-hidróxidos de ferro (1%). O espato apresenta-se na forma de lâminas subtabulares de espessura milimétrica, entre as quais a micrita se apresenta em lentes de menor espessura. A calcedônia, como a micrita, ocorre em lentes, de até 1 mm, que se intercalam com o espato, e que por ele são cortadas ou substituídas (Figura 28). Fendas de seção triangular preenchidas por espato, encurvadas, ocorrem no topo das lentes de calcedônia e lembram gretas de dessecação (Figura 28). O óxi-hidróxido de ferro ocorre finamente disseminado ou em manchas, delimitando os supostos planos de estratificação entre micrita, espato e calcedônia. O material terrígeno (1%) tem a mesma composição que a porção superior da fácie, com raros grãos de feldspato, e concentra-se em certos níveis, segundo ligeira segregação granular. A rocha corresponde a um *mudstone* (Dunham 1962), parcialmente espatizado e silicificado.

- TEF – 03: fácie cLfg (parte superior)

A porção superior do calcilutito fenestral (cLfg) corresponde a petrofácie sustentada por carbonato microespálico (75%), com cimento de carbonato espálico (15%), o qual ocorre preenchendo fenestras (Figura 29) ou veios, e de óxido de ferro (3%) intergranular, concentrado segundo lâminas ou manchas pontuais. Os clastos são representados somente por terrígenos (7%), divididos em quartzo, muscovita e biotita, com granulação de 10 a 45 μm . São subarredondados, com esfericidade variável. A ausência de feldspato é sugestiva de maior maturidade mineralógica, em comparação com outras fácies da mesma unidade. Admitida que a origem das fenestras (Foto 9) é ligada a bioindução por esteiras cianobacterianas de planície exposta, a rocha, que descritivamente é um *mudstone*, pode ser classificada também como um *boundstone* (Dunham 1962), do tipo *bindstone* (Embry & Klovan 1971). Na classificação de Folk (1962), corresponde a *dismicrito*.

	
Figura 26: Vênuela subvertical de calcedônia, com substituição parcial por carbonato, atribuída a bioturbação. Porção inferior da fácie Shb. Nicóis cruzados.	Figura 27: Lâmina descontínua de carbonato espáctico na fácie Shb. Nicóis cruzados.
	
Figura 28: Fácie cLfg inferior, com sobreposição entre carbonato espáctico e lente de calcedônia sacaroidal. Notar feições triangulares alongadas, com ponta voltada para baixo, no topo da lente de calcedônia, atribuídas à gretaçao. Nicóis cruzados.	Figura 29: Cimento de carbonato espáctico em trama fenestral, na porção superior média da fácie cLfg. Nicóis cruzados.

- TEPIF – 04: fácie Aw

A amostra coletada na fácie de arenito com laminação *wavy* corresponde a rocha clástica mista sustentada pelo arcabouço, contendo lama micrítica (33%) localmente neomorfizada em pseudoespato (20%). O arcabouço é constituído de material terrígeno (47%), composto por quartzo, filossilicatos, plagioclásio, turmalina e opacos limonitizados, e de bioclastos (<1%), representados por espículas de esponja. O material terrígeno ocorre na granulação de 25 a 75 µm e apresenta grãos predominantemente angulosos. Encontram-se cristais alongados facetados, mono ou biterminados em forma de lança, que se suspeita serem de gipsita. Os bioclastos de espícula de esponja são mais uma vez melhor reconhecidos no seu corte basal. A laminação *wavy*, observada em campo, é materializada na escala microscópica por segregação granular paralela de cristais lamelares de filossilicatos, bem como de bolsões de espato (Figura 30). Muitas lamelas de filossilicatos fornecem indicação

também de compactação mecânica, por ocorrerem dobradas entre grãos rígidos do arcabouço terrígeno. Em meio a esta rocha, foi encontrado um pelóide de carbonato micrítico com formato oval (Figura 31) e 1,5 mm de eixo maior, que tanto pode corresponder a um intraclasto, como, mais provavelmente, a uma galeria de bioturbação preenchida. A rocha pode ser designada como *wackestone* impuro (quartzo-bioclastico), na classificação modificada de Dunham (1962), ou calcisiltito quartzo-micrito, nos termos de Folk (1962). Na nomenclatura de Dott (1964), trata-se de *wacke* feldspático de matriz micrítica.

- TEPIF – 04: fácies Awpc_b

A fácies de arenito com wavy e cruzadas de baixo ângulo corresponde petrograficamente a rocha clástica sustentada pelo arcabouço, com grãos em contatos pontuais, porém rica em cimento carbonático. O arcabouço compreende material terrígeno (50%) e fósseis (2%). Os componentes terrígenos, com granulação de 24 a 84 μm , são: quartzo, plagioclásio, muscovita, biotita, rutilo e intraclastos de argilominerais. Os bioclastos abrangem espículas de esponja, com diâmetro basal de 30 a 45 μm , e ostracodes desarticulados. Um cristal em forma de flecha, que se assemelha no hábito a gipsita (Figura 32), foi interpretado como material ortoquímico retrabalhado ou autígeno, indicador de condições evaporíticas. O cimento compreende carbonático espático (43%), em parte dolomítico, e opacos, atribuídos a óxi-hidróxidos de ferro (5%). Estes prováveis óxi-hidróxidos ocorrem de três modos: como material criptocristalino envolvendo grãos do arcabouço; como alteração de grãos opacos; e como pseudomorfos de substituição de romboedros de dolomita zonados (Figura 33). Com base na classificação de Dott (1962) para rochas arenáceas terrígenas, esta petrofácie corresponde a arenito feldspático com fósseis, de cimento dolomítico e ferruginoso.

- TEPIF – 04: fácies AL

O arenito lamoso cinza da transição Teresina-Piramboia consiste de rocha terrígena, com arcabouço (72% do total) composto predominantemente por quartzo (80% na fração) e feldspato (20% na fração), sobretudo plagioclásio, e com presença subordinada de turmalina, fragmentos líticos granítoides, filossilicatos, opacos, zircão e epídoto (que, somados, ocorrem em quantidade inferior a 1% na fração). O cimento (25% do total) é constituído por pelo menos três gerações. A primeira, com arranjo cuticular, é formada por filossilicato, suposto como illita e/ou esmectita em vista da

birrefringência relativamente alta (em torno de 0,008). A segunda e a terceira gerações são compostas por filossilicato de birrefringência baixa (em torno de 0,003), interpretado como clorita e/ou caulinita. Diferenciam-se entre si pela textura: em franja, na segunda geração, e intersticial, na terceira. Muitas vezes, os grãos de quartzo apresentam crescimento secundário, o que não foi considerado uma nova geração de cimento por falta de evidências de caráter pervasivo. A porosidade (3% do total) da rocha é principalmente intragrangular, do tipo alveolar (*honeycomb*). Na petrotrama, o empacotamento é aberto e o predomínio de contatos intergranulares planos e pontuais indica pouca compactação química, possivelmente prevenida por cimentação precoce pelos argilominerais. Os grãos do arcabouço apresentam granulometria modal entre 69 e 400 μm , seleção moderada, esfericidade média e grau de arredondamento de subarredondado a subangular. Assim, a rocha pode ser considerada matura, quanto à sua textura (Figura 34). A classificação nominal é arenito feldspático, nos termos de Dott (1964), e subarcóseo, nos de Folk (1968).

- TEPIF – 04: fácies ALi

A fácies ALi também representa uma rocha terrígena arenácea, cujo arcabouço (82% do total) é composto de quartzo (79% na fração) e plagioclásio (20% na fração), mais quantidades subordinadas (cerca de 1% na fração) de fragmentos pelíticos, turmalina, filossilicatos, rutilo, fragmentos de rocha granitoide, zircão e epídoto (Figura 35). O cimento (15% do total) é composto por três gerações (Figura 36), análogas às descritas na fácies AL, com primeira geração de possível illita e/ou esmectita cuticular, e segunda e terceira gerações de possível clorita e/ou caulinita, com textura em franja e intersticial, respectivamente. Muitas vezes, ocorre película de material amarelado, anterior a primeira geração, que se suspeita ser óxido-hidróxidos de ferro ou fosfato. A porosidade (3% do total) é principalmente do tipo intragrangular alveolar (*honeycomb*), formada por alteração de feldspato *in situ*. A rocha é matura mineralogicamente, e submatura, texturalmente. O empacotamento é normal e o contato entre grãos varia de plano a pontual, o que é sugestivo de pouca compactação química pré-cimentação. A granulometria do arcabouço varia de 48 a 250 μm , sendo moderadamente selecionada. Os grãos têm esfericidade média e são subangulares a subarredondados. A classificação nominal corresponde a arenito feldspático (Dott 1964) ou subarcóseo (Folk 1968).

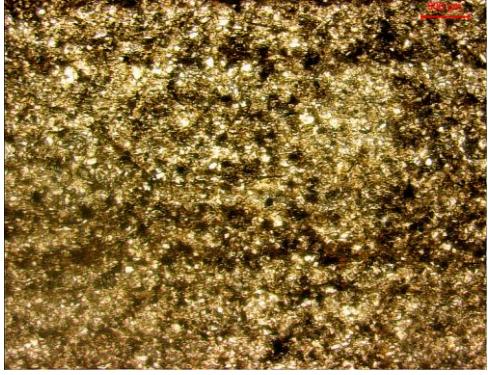
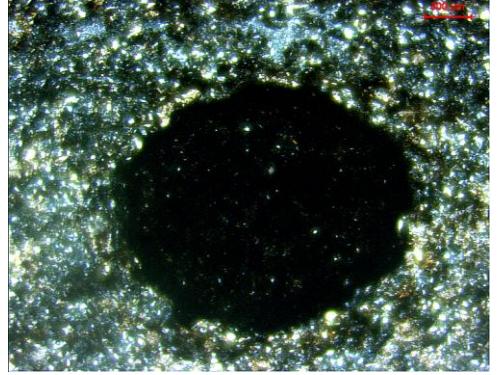
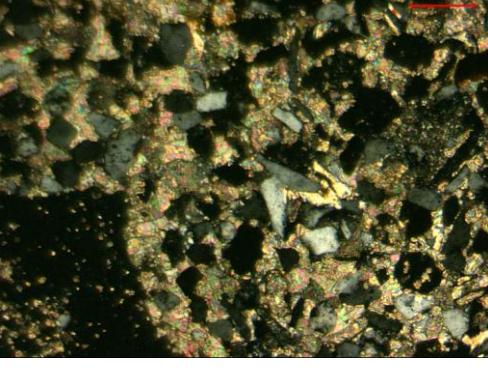
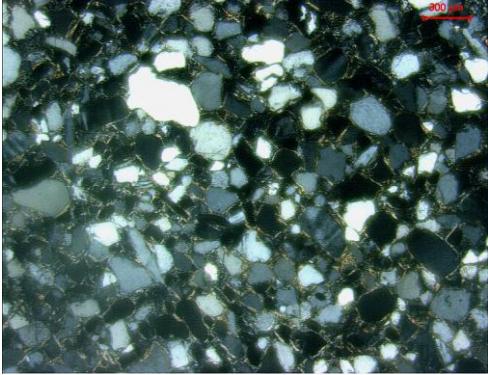
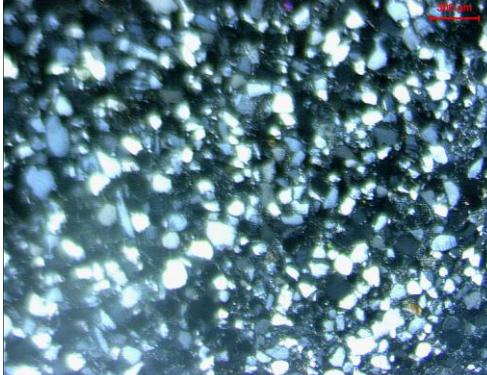
- TEPIF – 04: fácies Ac_{bp}

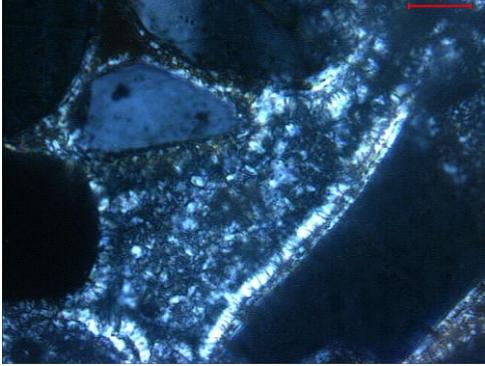
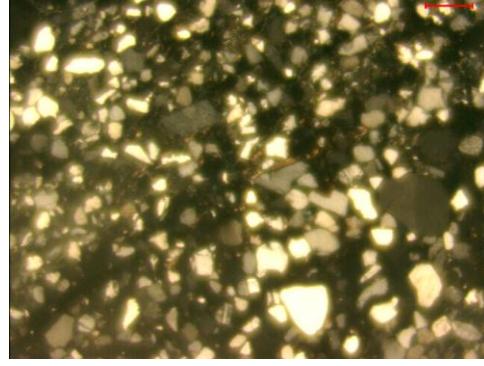
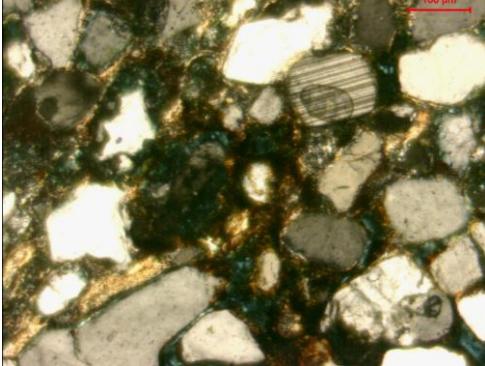
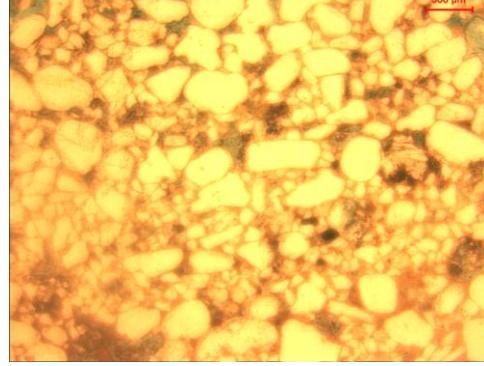
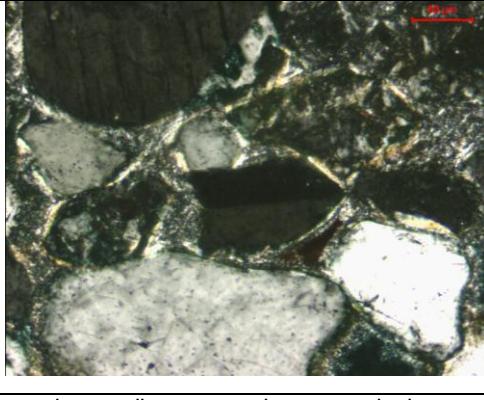
A fácie de arenito com cruzadas de ângulo baixo é representada por rocha arenácea, com arcabouço (65% do total) mineralogicamente composto por quartzo (80% da fração), feldspato (20% da fração), sobretudo plagioclásio, e quantidades subordinadas (<1% da fração) de zircão, opacos, turmalina, epídoto, lítico granítóide, filossilicato e rutilo. Esta composição do arcabouço permite classificar a rocha como matura quanto à mineralogia (Figura 37). O cimento (30% do total) é composto por três gerações iguais as anteriores (AL e ALi). Anterior à primeira geração, pode-se apresentar impregnação por material criptocristalino alaranjado, que se suspeita ser fosfato ou óxi-hidróxidos de ferro (Figura 38). A porosidade (5% do total) é desenvolvida muitas vezes por alteração diagenética alveolar de feldspatos (*honeycomb*). Quanto à trama, a rocha caracteriza-se por segregação granular quanto a tamanho, com orientação paralela dos grãos alongados, e por empacotamento normal. A granulometria do arcabouço varia de 48 a 500 μm , seus grãos são pouco selecionados, com esfericidade média, e subangulares a subarredondados, sendo a rocha submatura do ponto de vista textural. Classificação Petrográfica de arenito feldspático, segundo Dott (1964), e subarcóseo, segundo Folk (1968).

- TEPIF – 04: fácies Ac_a

A fácie de arenito com cruzadas de ângulo alto é representada petrograficamente por rocha terrígena, cujo arcabouço (70% do total) contém quartzo (79% da fração), feldspato (20% da fração), dominado por plagioclásio, e cerca de 1% de outros minerais, incluindo filossilicatos, fragmento lítico granítóide, turmalina, epídoto, opacos e rutilo. Esta composição permite classificar a rocha como quimicamente matura. Observa-se segregação granular quanto ao tamanho dos grãos, que variam de 300 μm (nas camadas de granulometria mais grossa) a 100 μm (nas camadas de granulometria mais fina) (Figura 39). É possível identificar certa imbricação ou paralelismo em algumas porções da lâmina. O empacotamento é fechado, mas a compactação química é incipiente a moderada, com os grãos se tocando em pontos ou em planos. Nos horizontes de granulometria mais grossa, os grãos são bem selecionados e subarredondados, e nos de granulometria mais fina, são menos selecionados e subangulares, sendo a rocha considerada submatura a matura quanto a sua textura. Entre os grãos do arcabouço, ocorrem cristais alongados e com extremidade em forma de lança, que se suspeita serem intraclastos de gipsita euédrica a subédrica, portanto pouco retrabalhados (Figura 40). O cimento (25% do total) é composto por três gerações, também igual aos descritos anteriormente. Por

vezes, grãos de quartzo apresentam crescimento secundário, que não foi considerado uma geração de cimento anterior, devido falta de indícios claros de caráter pervasivo. A porosidade (5% do total) original é baixa, processos de alteração de feldspato desenvolvem alvéolos secundários (*honeycomb*). A classificação petrográfica é arenito feldspático, segundo Dott (1964), e subarcóseo, segundo Folk (1968).

	
<p>Figura 30: Wackestone quartzo-bioclástico com laminação plano-paralela e segregação granular, na fácies Aw, ponto TEPIF-04. Nicóis paralelos.</p>	<p>Figura 31: Pelóide micrítico, possível bioturbação em galeria, preenchida, na fácies Aw, ponto TEPIF-04. Nicóis cruzados.</p>
	
<p>Figura 32: Arenito feldspático de cimento espático, da fácies Awpc_b. Notar grãos losangulares ou alongados mono ou biterminados, às vezes com sulco mediano, hábitos atribuídos a gipsita. Nicóis cruzados.</p>	<p>Figura 33: Contornos de cristais romboédricos de dolomita, substituídos por óxido de ferro, em meio ao arenito da fácies Awpc_b. Feição típica de dolomitização em condições diagenéticas oxidantes. Nicóis paralelos.</p>
	
<p>Figura 34: Arenito feldspático com grãos subangulares a subarredondados, da fácies AL. Notar cimento em cutícula de provável esmectita, atribuível a iluição eodiagenética. Nicóis cruzados.</p>	<p>Figura 35: Aspecto geral do arenito feldspático da fácies ALi, ponto TEPIF-04, dominado por grãos subarredondados a subangulares. Nicóis cruzados.</p>

	
<p>Figura 36: Três gerações de cimento filossilicático (cuticular, em franja e intergranular) em arenito feldspático da fácie ALi, ponto TEPIF-04. Nicóis cruzados.</p>	<p>Figura 37: Fácie Ac_{bp} do ponto TEPIF-04, evidenciando bimodalidade granulométrica sem segregação e presença de grãos subangulares, características comuns em depósitos de interdunas eólicas. Nicóis cruzados.</p>
	
<p>Figura 38: Arenito feldspático com cimento pardo-alaranjado, suspeito como material argilo-limonítico precoce, na fácie Ac_{bp}, ponto TEPIF-04. Nicóis cruzados.</p>	<p>Figura 39: Fácie Ac_a do ponto TEPIF-04 com segregação granular bem marcada, alternando granulometria mais grossa e mais fina. Nicóis paralelos.</p>
	
<p>Figura 40: Grão em lança com sulco mediano, suspeito como gipsita, em meio ao arcabouço de arenito feldspático da fácie Ac_a, ponto TEPIF-04. Notar cimento em cutícula de argilominerais. Nicóis cruzados.</p>	

4.2.2. Contagem de Minerais Pesados

Sete lâminas de minerais pesados foram submetidas a descrição e análise quantitativa, sendo: duas da Formação Serra Alta, porções inferior (SAF – 02) e superior (SAF – 01); uma da Formação Teresina (TEF – 03); duas da camada de

transição para a Formação Piramboia (“paleossolo” de Soares 1973, 1975: TEPIF – 04, fácies AL e ALi); e as duas restantes, da base da Formação Piramboia (fácies Ac_b p e Ac_a , isto é, interdunas e dunas).

A assembleia mineral encontrada nestas sete amostras, em ordem decrescente de abundância, inclui opacos (29,4% em média), granada (16,4%), zircão (15,6%), epídoto (8,9%), turmalina (8,2%), estaurolita (6,8%), titanita (5,1%), apatita (4,5%), rutilo (2,7%), allanita (1,9%), cianita (0,3%), sillimanita (0,1%), hornblenda (0,1%) e traços de oxi-hornblenda, clinopiroxênio augítico e hiperstênio. Estes minerais traços ocorrem todos na amostra do topo da Formação Serra Alta. A variação da assembléia mineralógica por amostra e por unidade é apresentada no Quadro 2.

Quadro 2: Resultados de análise quantitativa de freqüência de contagem de minerais pesados não magnéticos, por amostra e por unidade litoestratigráfica. Amostras listadas da base para o topo da sucessão.

Amostra	%Grt	%Zir	%Epi	%Tur	%Est	%Tit	%Apa	%Rut	%All	%Cia	%Sil	%Hbl	%Opa
SAF - 02	traço	22,3%	1,9%	27,0%	20,5%	4,6%	-	3,3%	traço	-	-	0,4%	20,0%
SAF - 01	0,5%	20,8%	20,3%	5,3%	10,0%	6,8%	-	3,4%	11,1%	0,5%	0,5%	traço	20,8%
Média Serra Alta	0,2%	21,6%	11,1%	16,1%	15,3%	5,7%	-	3,4%	5,6%	0,2%	0,2%	0,2%	20,4%
TEF - 03	24,1%	12,8%	1,1%	15,4%	8,6%	4,9%	-	1,9%	2,2%	0,4%	0,4%	-	28,2%
TEPIF – 04 (AL)	26,3%	13,9%	11,7%	2,9%	3,3%	5,8%	3,6%	1,1%	-	0,4%	-	-	31,0%
TEPIF – 04 (ALi)	22,4%	14,0%	10,3%	1,1%	1,5%	4,8%	7,7%	2,9%	-	-	-	-	35,3%
Média Transição	24,3%	14,0%	11,0%	2,0%	2,4%	5,3%	5,7%	2,0%	-	0,2%	-	-	33,1%
TEPIF – 04 (Ac_bp)	24,1%	7,1%	8,9%	4,5%	0,4%	4,5%	8,5%	1,8%	-	0,4%	-	-	39,8%
TEPIF – 04 (Ac_a)	17,5%	18,5%	8,0%	1,4%	3,1%	4,2%	12,0%	4,2%	-	0,3%	-	-	30,8%
Média Piramboia	20,8%	12,8%	8,5%	3,0%	1,8%	4,3%	10,2%	3,0%	-	0,3%	-	-	35,3%
Média geral	16,4%	15,6%	8,9%	8,2%	6,8%	5,1%	4,5%	2,7%	1,9%	0,3%	0,1%	0,1%	29,4%

O Quadro 2 permite notar tendências para aumento de opacos e redução de estaurolita ao longo da sucessão sedimentar. A Formação Serra Alta distingue-se das demais unidades pelos teores muito mais baixos de granada e pela presença de hornblenda. O trecho da sucessão a partir das camadas de transição entre as formações Teresina e Piramboia caracteriza-se por menor concentração de turmalina, aparecimento de apatita e desaparecimento de sillimanita e allanita.

A abundância de granada, acompanhada de estaurolita, epídoto e turmalina rica em inclusões, aponta para o predomínio de rochas metamórficas na área-fonte. Notam-se, no entanto, duas associações diferentes de minerais dependendo da fatia estratigráfica: a associação epídoto, zircão, turmalina, estaurolita, allanita, sillimanita,

nas formações Serra Alta e Teresina; e a associação granada e apatita, a partir da camada de transição Teresina-Piramboia. Zircão, turmalina e estaurolita arredondados são compatíveis com rochas fontes sedimentares preexistentes da Bacia do Paraná (Suguió *et al.* 1974, Coimbra 1976), enquanto que minerais do grupo do epídoto (epídoto e allanita) e a própria estaurolita, se mais angulosa, provêm dos metamorfitos de fácies anfibolito expostos ao longo do Arco de Ponta Grossa (Coimbra 1976). Essa interpretação é coerente com o mapa de isópacas das formações Serra Alta e Teresina (Zálan *et al.* 1986), que mostra depocentro a sul do Arco de Ponta Grossa e bacia assimétrica com borda oeste íngreme. Deste modo, esta primeira associação de minerais aponta para áreas fontes situadas a sul e/ou a oeste do sítio deposicional. Já granada e apatita podem estar relacionadas preferencialmente a áreas fontes metamórficas do Grupo Araxá, no sul de Minas Gerais (Coimbra 1976). Assim, a associação granada/apatita indicaria áreas fontes localizadas a norte e nordeste. Essa mudança de área fonte a partir do início da deposição eólica é compatível com a localização do depocentro norte das unidades eólicas da Bacia do Paraná no extremo oeste do Estado de São Paulo (Zálan *et al.* 1986) e com a reconstituição de paleoeventos para o sistema eólico Piramboia, apresentada por Giannini *et al.* (2004b), segundo a qual o aporte de areias eólicas nesse estado viria de quadrantes entre norte e leste

Para testar estas possíveis variações de proveniência entre as amostras analisadas, foram calculados os índices zircão-rutilo (ZR), granada-epídoto (GE), granada-titanita (GTi), granada/estaurolita (GEs) e titanita/estaurolita (TiEs) (Figuras 41 a 45). O ZR é sugerido pelos próprios autores da proposta dos índices AB (Morton & Hallsworth 2004) como bom indicador de rocha-fonte, haja vista a ocorrência preferencial de rutilo em rochas metamórficas, principalmente as de mais alta temperatura, associadas a fácies granulito e anfibolito. Ele é o que apresentou menor amplitude de variação absoluta (Figura 41), dentre os vários índices potenciais de proveniência estudados. A principal diferença observada entre as amostras quanto ao índice ZR refere-se aos valores ligeiramente mais enriquecidos em rutilo no topo das camadas de transição (ALi) e na Formação Piramboia.

Variação de Proveniência

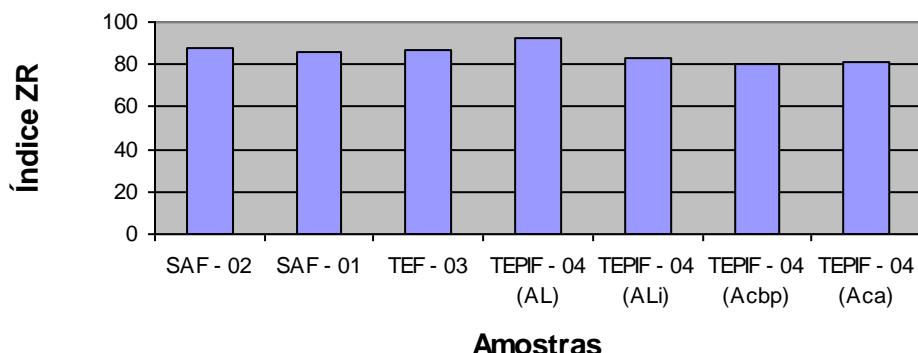


Figura 41: Variação do índice ZR, ou Zircão/Rutilo, ao longo da passagem Serra Alta-Teresina-Piramboia.

Variação de Proveniência

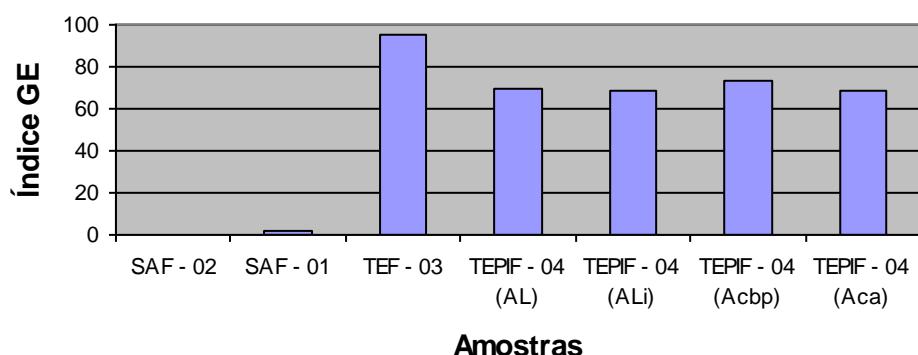


Figura 42: Variação do índice GE, ou Granada/Epíodo, ao longo da passagem Serra Alta-Teresina-Piramboia.

Variação de Proveniência

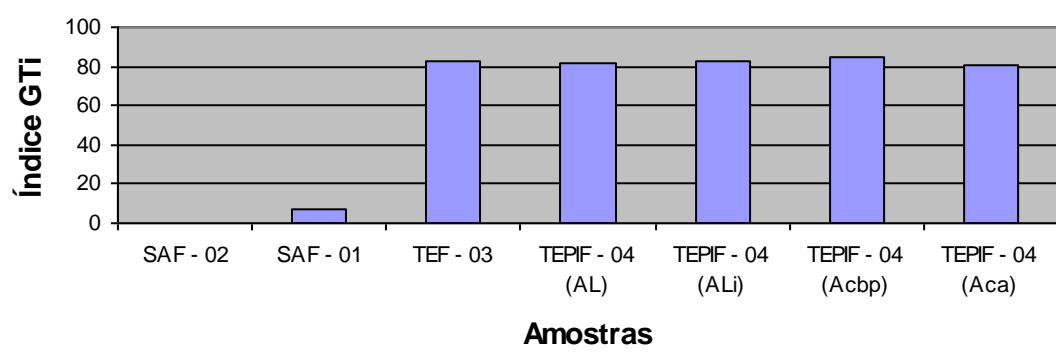


Figura 43: Variação do índice GTi, ou Granada/Titanita, ao longo da passagem Serra Alta-Teresina-Piramboia.

Variação de Proveniência

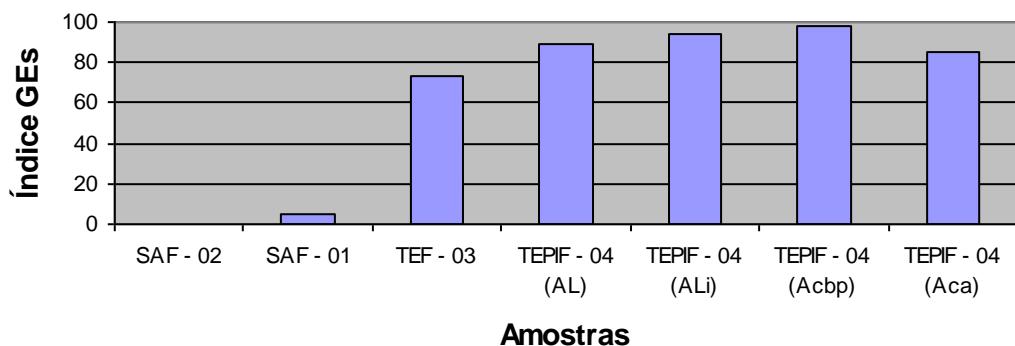


Figura 44: Variação do índice GEs, ou Granada/Estaurolita, ao longo da passagem das Formações Serra Alta para Teresina e Piramboia.

Variação de Proveniência

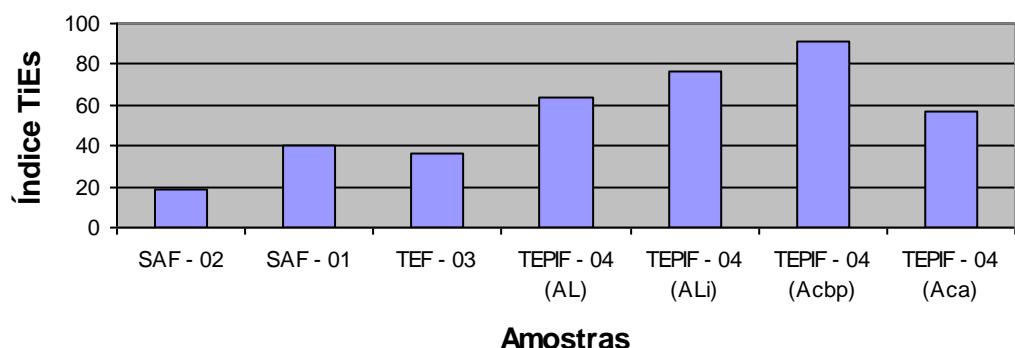


Figura 45: Variação do Índice TiEs, ou Titanita/Estaurolita, ao longo da sucessão Serra Alta-Teresina-Piramboia.

Dentre os outros índices, os relacionados a granada (GE, GTi, GEs) apresentam aumento expressivo de ordem de grandeza a partir da Formação Teresina, interpretável como alteração de fonte sedimentar. Já o índice TiEs (Figura 45) mostra tendência grosseira para aumento ao longo da sucessão, com variação mais marcada entre a Formação Teresina e a camada de transição. O exame combinado da variação destes índices permite interpretar que o raseamento gradual das águas da bacia, da Formação Serra Alta para a Piramboia, teria sido acompanhado de incremento de aporte a partir de fontes metamórficas ricas em granada, possivelmente situadas a norte, em detrimento das fontes de estaurolita e epídoto.

A grande similaridade de índices de proveniência entre as fácies de transição Teresina-Piramboia (AL e ALi), interpretadas por Soares (1973, 1975) como

paleossolo indicador de hiato no topo do Teresina, e as fácies de arenito com estratificações cruzadas de ângulo baixo (Ac_{bp}) e alto (Ac_a), típicas respectivamente das interdunas e dunas da Formação Piramboia, favorece a interpretação de ausência de discordância entre estas duas formações.

Para testar o efeito da seleção hidro-aerodinâmica de minerais pesados, foram confeccionados três gráficos relacionando pares de minerais de densidades e/ou hábitos contrastantes, mas de estabilidades similares e de fontes também inicialmente supostas como silimilares: os ultraestáveis zircão e turmalina (ZT); os moderadamente estáveis epídoto e cianita (EC); e os estáveis granada e apatita (GA). O índice ZT mostra variações expressivas entre as amostras, com tendência grosseira para maiores valores nas fácies de transição entre Teresina e Piramboia e na fácies de dunas eólicas (Ac_a) da Formação Pirambóia (Figura 46).

Seleção por Densidade

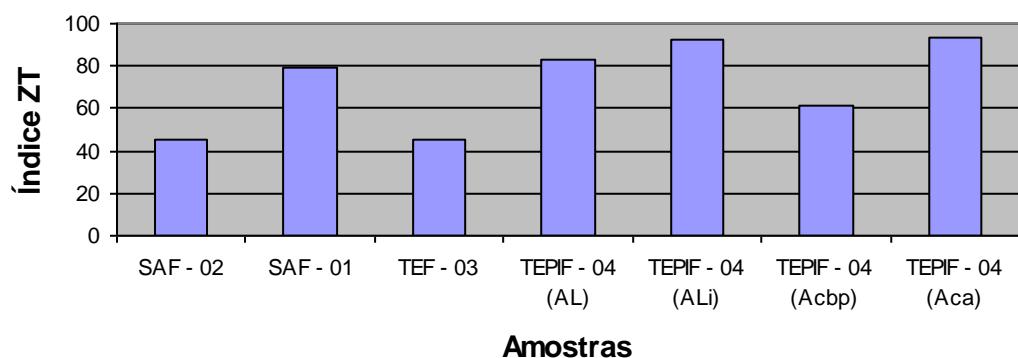


Figura 46: Variação do índice ZT, ou Zircão-Turmalina, ao longo da passagem das Formações Serra Alta para Teresina e Piramboia.

Esta tendência é compatível com o aumento de proximidade da sucessão rumo ao Piramboia, o que deve favorecer a concentração de minerais de elevada densidade. Em contrapartida, o índice EC não apresenta padrão de variação definido e o índice GA exibe padrão oposto ao de ZT, com empobrecimento gradual do mineral de maior densidade (granada), do topo da Formação Serra Alta para a Formação Piramboia (Figura 47 e 48).

Seleção por Densidade

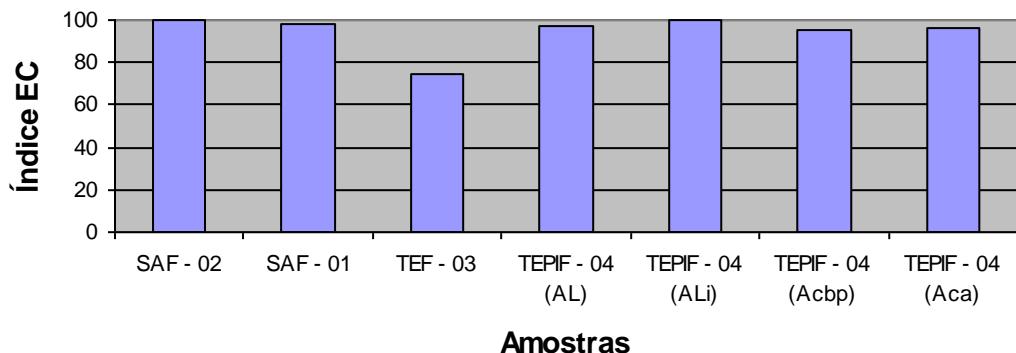


Figura 47: Variação do índice Epídoto-Cianita, ou EC, ao longo da passagem das Formações Serra Alta para Teresina e Piramboia.

Seleção por Densidade

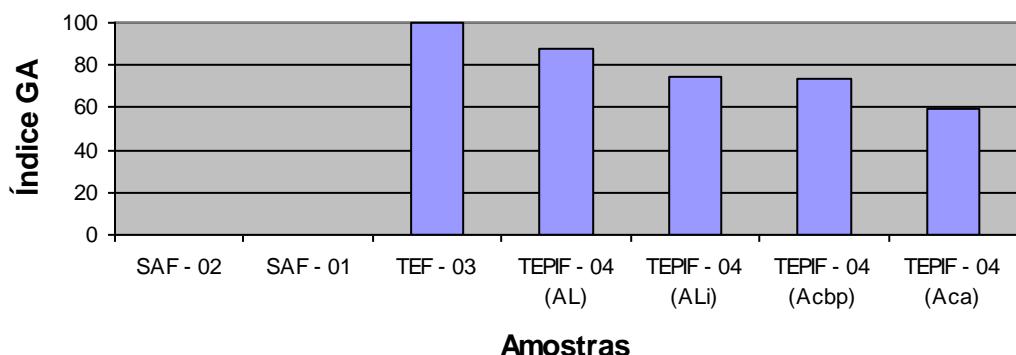


Figura 48: Variação do índice Granada-Apatita, ou GA, ao longo da transição Serra Alta-Teresina-Piramboia.

Estas diferenças de comportamento entre os três índices potenciais de seleção por transporte deve estar ligada ao gradiente de densidade entre os minerais do par, muito maior em ZT que em EC e GA. Assim, o índice ZT seria mais eficiente indicador de seleção por transporte que os demais. Além disso, a distribuição de apatita na estratigrafia, presente exclusivamente na transição Teresina-Piramboia, onde se associa ao aumento de granada, permite interpretar que sua presença e concentração seja controlada antes por uma questão de fonte sedimentar que de seleção por transporte.

Para analisar a influência da dissolução pós-deposicional na assembleia de minerais pesados, foram utilizados dois pares de minerais com reatividades contrastantes, mas fontes e densidades parecidas. Assim, o mineral ultraestável turmalina foi comparado com o moderadamente estável cianita (índice TC) e com o

estável apatita (índice TA). Trata-se de minerais de baixo equivalente hidráulico (menor que 0,3 phi).

O índice TC não apresenta variação significativa (Figura 49), resultado sugestivo de que não existe efeito diferencial de dissolução pós-deposicional ao longo da sucessão estudada. Esta interpretação desfavorece a hipótese de hiato deposicional prolongado em meio à sucessão. O índice TA, em contrapartida, mostra queda marcante a partir da transição Teresina-Piramboia, o que, no entanto, está ligado à ausência completa de apatita abaixo destas camadas de transição (Figura 50). Assim, a variação de TA pode tanto estar determinada pela dissolução da apatita nas formações Serra Alta e Teresina, o que parece improvável pela baixa permeabilidade das litologias dominantes nessas unidades, quanto a uma mudança marcada de fonte, com fornecimento de apatita, em associação com granada, a partir desta transição.

Dissolução Pós-Deposicional

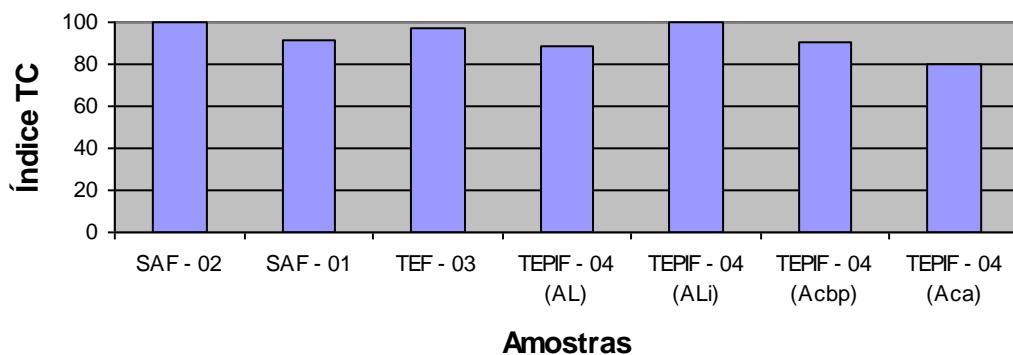


Figura 49: Variação do índice Turmalina-Cianita, ou TC, ao longo da passagem das Formações Serra Alta para Teresina e Piramboia.

Dissolução Pós-Deposicional

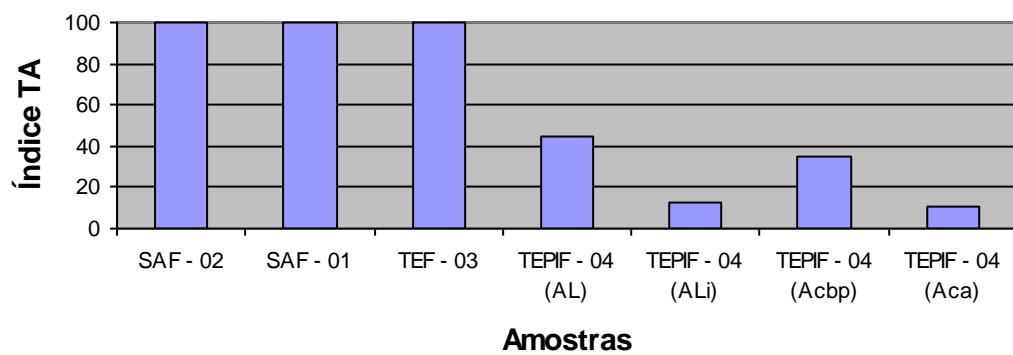
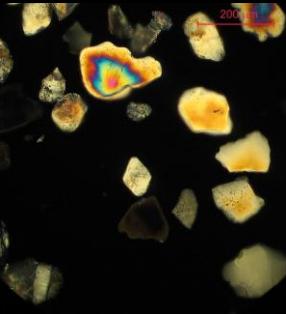
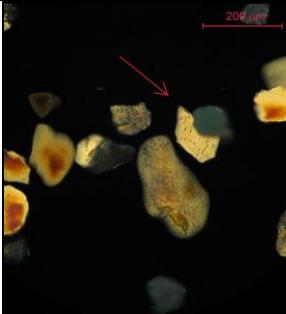


Figura 50: Variação do índice Turmalina-Apatita, ou TA, ao longo da passagem das Formações Serra Alta para Teresina e Piramboia.

4.2.3 Minerais Leves

As mesmas sete amostras estudadas quanto aos minerais pesados foram examinadas ao microscópio óptico em busca de possíveis grãos de gipsita, cuja presença já fora suspeita em lâminas petrográficas. Para sua identificação, foram selecionados grãos com hábito favorável, isto é, forma losangular ou de lança com sulco mediano, e neles descritas ou medidas características ópticas de relevo, birrefringência, ângulo de extinção e elongação. As características ópticas consideradas diagnósticas seguras de gipsita foram: relevo negativo, birrefringência máxima de 0,010, extinção em torno de 38° da direção de alongamento e elongação positiva. Os exemplares encontrados que atendem a estas propriedades encontraram-se principalmente nas fácies de transição Teresina-Piramboia (Figura 51) e nas fácies da base da Formação Piramboia (Figura 52).

	
Figura 51: Possível cristal de gipsita da fácies AL (TEPIF – 04). Apresenta forma losangular, relevo negativo, birrefringência baixa, ângulo de extinção de 33° e elongação positiva.	Figura 52: Provável cristal de gipsita da fácies Acá (TEPIF – 04). Apresenta forma losangular, relevo negativo, birrefringência baixa, ângulo de extinção de 36° e elongação positiva.

5. Discussão Final e Conclusões

A descrição das fácies, baseada tanto em aspectos de campo quanto nos de laboratório, ao microscópio, encontra-se resumida nos quadros 3 a 8. Estes quadros visam sintetizar as principais variações ocorridas em termos de fácies, petrofácies, mineralogia e micropaleontologia, da base para o topo de todas as unidades investigadas. Visam também apresentar a reinterpretação das fácies de campo, onde cabível, em vista das novas informações acessadas via análise petrográfica por microscopia óptica e eletrônica. A maioria destas reinterpretações refere-se ao reconhecimento do caráter misto, margoso, de fácies inicialmente concebidas como essencialmente terrígenas. Este foi o caso de quase todas as fácies dentro da Formação Serra Alta (Quadro 3 e 4), onde, portanto, a sedimentação carbonática

mostrou-se mais importante do que o percebido em campo. Assim, uma interpretação plausível para a sedimentação Serra Alta é a de que a deposição mais puramente terrígena seria a decantação de lamas filossilicáticas responsáveis pela formação dos folhelhos escuros, enquanto a mista, terrígeno-carbonático, ficaria registrada pela micrita com grãos de silte e areia, formadora dos delgados bancos sobressalentes em afloramento. Além de maior presença de grãos grossos, os bancos com micrita apresentam cores mais claras, compatíveis com oxidação de pelo menos parte da matéria orgânica, bioturbações, sugestivas de condições favoráveis à vida bentônica, e pequenas estruturas heterolíticas, evidência de agitação de fundo, ainda que mínima. Assim, os momentos de aporte terrígeno mais grosso seriam também os de maior precipitação micrítica, de águas mais límpidas, possivelmente mais rasas e com maior propensão à vida de fundo de bacia. Isto leva a crer na escassa geração de terrígenos a partir de uma plataforma mista, com concentração da fração fina destes terrígenos na bacia profunda.

Outra reinterpretação refere-se às fácies de arenito lamoso (AL e ALi) da transição Teresina-Piramboia (Quadro 7), onde a lama filossilicática, diferentemente do inicialmente concebido na descrição de campo, não é um componente deposicional da rocha, mas sim importante elemento diagenético, o qual ocorre na forma de várias gerações de cimento. Assim, a rigor, o adjetivo lamoso não se aplica a estas duas fácies, a não ser como uma referência ao tipo de cimento dominante na rocha.

A Formação Serra Alta apresenta em sua porção inferior (Quadro 3) horizontes centimétricos sobressalentes que correspondem a fácies intrabacinais mais ou menos puras, como carbonatos de bacia faminta (*hardgrounds* da fácie Ahb) e depósitos fosfarrudíticos episódicos (fR). Em sua porção superior (Quadro 4), a unidade passa a ser representada por *wackestones* a *packstones* impuros (30 a 40% de terrígenos), com laminações heterolíticas, convoluções e feições de sobrecarga.

Quadro 3: Resumo de fácies, petrofácies e processos sedimentares, em empilhamento da base para o topo, da porção inferior da Formação Serra Alta (SAF – 02).

Fácies reinterpretada	Petrofácies	Processos sedimentares
fR Fosfarrudito a coprólitos, escamas e ossos, em horizontes subtabulares centimétricos com ferruginização	Rudstone fossilífero (fosfarrudito bioespatito) Arcabouço: grãos rudáceos de ossos, escamas e coprólitos, com presença subordinada de silto-arenosos de espículas de esponja e terrígenos (quartzo, plagioclásio, muscovita e biotita) Cimento: sulfeto oxidado e carbonato espáctico, concrecionares	Retrabalhamento, durante tempestades, de fundos abandonados

Ahb Arenito siltoso com laminação heterolítica incipiente, contendo bioturbações na base, com precipitação carbonática eodiagenética (possível <i>hardground</i>)	Carbonato cristalino (pseudoespatito) Arcabouço: grãos raros, silto-arenosos, de espículas de esponja e terrígenos (quartzo, feldspato e biotita) Cimento: carbonato espáctico e óxi-hidróxidos de ferro	Fluxo trativo e/ou oscilatório durante episódios de abaixamento do nível de base de onda relativo
--	---	---

Quadro 4: Resumo de petrofácies, fáries revisadas e processos sedimentares, em empilhamento da base para o topo, da Formação Serra Alta superior (SAF – 01).

Fáries reinterpretada	Petrofácies	Processos sedimentares
FS Folhelho siltoso, com fissilidade e padrão de alteração por pastilhamento, contendo horizontes de folhelho margoso (micrítico)	Wackestone a packstone impuro (wacke feldspático de matriz micrítica) Arcabouço: grãos silto-arenosos de espículas de esponja, ostracodes e, em maior proporção, materiais terrígenos (quartzo, feldspato, muscovita e biotita) Cimento: carbonato espáctico e opacos	Decantação a partir de suspensão, em profundidade maior que a do nível de base de ondas
SAh Siltito arenoso margoso (micrítico) com laminação heterolítica incipiente primária e lâminas milimétricas de calcita fibrosa secundária	Wackestone a packstone impuro (wacke feldspático de matriz microespática) Arcabouço: grãos silto-arenosos de espículas de esponja e, predominantemente, terrígenos (quartzo, feldspato, muscovita e biotita) Cimento: carbonato espáctico, com presença subordinada de óxi-hidróxidos de ferro	Alternância entre fluxo (possivelmente oscilatório) de baixa energia e decantação a partir de suspensão, em profundidade próxima ao nível de base de ondas
Ahsc Corpo lenticular de arenito siltoso margoso (micrítico) com laminação heterolítica incipiente, estruturas de sobrecarga no contato basal e convoluções	Wackestone a packstone impuro (wacke feldspático de matriz microespática) Arcabouço: grãos silto-arenosos de espículas de esponja e, em quantidades maiores, terrígenos (quartzo, feldspato, muscovita e biotita) Cimento: carbonato espáctico e óxi-hidróxidos de ferro	Fluxo trativo e/ou oscilatório durante episódios de abaixamento abrupto do nível de base de onda relativo

A Formação Teresina ocorre em bancos sobressalentes, com decímetros a 1m de espessura, que incluem *wackestones* a *grainstones* impuros, com concentrações de terrígenos similares às do Serra Alta superior (Quadro 6). Fáries intrabacinais de água rasa, pobres em terrígenos (<10%), tornam-se frequentes, incluindo laminitos microbianos com laminações enterolíticas e polígonos de dessecção, bem como silexitos com possíveis *tepees* (Quadro 5).

Quadro 5: Resumo das petrofácies, fáries revisadas e processos sedimentares, em empilhamento da base para o topo, da porção inferior da Formação Teresina (TEF – 05).

Fáries reinterpretada	Petrofácies	Processos sedimentares
sR Silrrudito com gradação inversa	Rudstone (silrudito intraespatito) Arcabouço: grânulos intraclásticos de calcedônia parcialmente substituída por carbonato, quartzo e possíveis fósseis de braquiópodes Cimento: calcedônia, em parte substituída por carbonato microespártico	Retrabalhamento de clastos de evaporito, silicificados na eodiagênese
cLs Calcilituto róseo com superfícies gretadas, estruturas de sobrecarga e agulhas milimétricas de sílica	Floatstone (silrudito biomicrito) Arcabouço: grãos rudáceos de restos vegetais e siltosos de espículas de esponja, ostracodes, ossos e material terrígeno (quartzo, plagioclásio, muscovita e biotita) Cimento: carbonato espártico, calcedônia, óxi-hidróxidos de ferro pseudomorfos de dolomita	Exposição subaérea de plataforma carbonática protegida, evaporitica
cLpdg Calcilituto bege, com estratificação plano-paralela e agulhas milimétricas de sílica, com superfícies gretadas	Mudstone impuro com fósseis (dismicrito com fósseis) Arcabouço: grãos siltosos de espículas de esponja, ostracodes e material terrígeno (quartzo, muscovita e biotita) Cimento: carbonato espártico e óxi-hidróxidos de ferro pseudomorfos de dolomita	Exposição subaérea de plataforma carbonática protegida, evaporitica
cSt Calcissiltito finamente laminado, com possíveis dobras enterolíticas e/ou tepees	Mudstone impuro com fósseis (dismicrito com fósseis) Arcabouço: grãos siltosos de espículas de esponja, ostracodes, quartzo e possíveis intraclastos de gipsita Cimento: óxi-hidróxidos de ferro pseudomorfos de dolomita	Exposição subaérea de plataforma carbonática protegida, evaporitica

Quadro 6: Resumo das petrofácies, fáries revisadas e processos sedimentares, em empilhamento da base para o topo, da porção média da Formação Teresina (TEF – 03).

Fáries reinterpretada	Petrofácies	Processos sedimentares
Shb Siltito argiloso margoso (micrítico) com laminação heterolítica bioturbada	Wackestone a impuro (wacke feldspártico de matriz micrítica) Arcabouço: grãos silto-argilosos terrígenos (quartzo, plagioclásio, muscovita e biotita), com presença subordinada de espículas de esponja Cimento: carbonato espártico, com quantidades menores de óxi-hidróxidos de ferro e calcedônia	Alternância entre fluxo (trativo ou oscilatório) e decantação a partir de suspensão em águas rasas e oxidantes (possível zona intermarés)
cLfg (inferior) Calcilituto com estratificação plano-paralela, em parte fenestral, intensamente silicificado	Boundstone do tipo bindstone (dismicrito), silicificado Arcabouço: grãos siltosos terrígenos (quartzo, raro feldspato, muscovita e biotita) Cimento: carbonato espártico, e, em menores proporções, calcedônia e óxi-hidróxidos de ferro	Exposição subaérea, possivelmente com atividade microbiana (cianobacteriana), de plataforma carbonática protegida

cLfg (superior) Calcilutito com estratificação plano-paralela, em parte fenestral, com gretas poligonais no topo	Boundstone do tipo bindstone (dismicrito) Arcabouço: grãos siltosos terrígenos (quartzo, muscovita e biotita) Cimento: carbonato espático e óxi-hidróxidos de ferro	Exposição subaérea, possivelmente com atividade microbiana (cianobacteriana), de plataforma carbonática protegida
--	--	---

Na passagem Teresina-Piramboia (Quadro 7), ocorre camada métrica de arenito maciço, contendo cimento em cutícula de óxi-hidróxidos de ferro e possível esmectita, bem como pseudomorfos ferruginosos de cristais de dolomita. Sobre esta camada, repousam as primeiras fácies típicas de interdunas úmidas e de dunas eólicas da Formação Pirambóia (Quadro 8), as quais marcam a instalação definitiva do campo de dunas, ainda que o aporte terrígeno silte-arenoso eólico já tivesse se iniciado provavelmente nas camadas maciças da transição entre as unidades.

Quadro 7: Resumo das petrofácies, fácies revisadas e processos sedimentares, em empilhamento da base para o topo, da transição Teresina-Piramboia (TEPIF – 04).

Fácies reinterpretada	Petrofácies	Processos sedimentares
Aw Arenito siltoso margoso (micrítico) com laminação heterolítica wavy	Wackestone quartzo-bioclastico, calcisiltito quartzo-micrito (wacke feldspático de matriz micrítica) Arcabouço: grãos silto-arenosos de espículas de esponja, terrígenos (quartzo, plagioclásio, muscovita e biotita) e possíveis cristais de gipsita Cimento: carbonato espático	Alternância entre fluxo oscilatório e decantação a partir de suspensão em águas rasas e oxidantes (possível zona intermarés), sob influência de aporte arenoso eólico
Awpc_b Arenito siltoso com estratificação plano-paralela, heterolíticas wavy em marcas de ondas simétricas e estratificação cruzada de ângulo baixo	Wacke feldspático de cimento dolomítico-ferruginoso Arcabouço: grãos silto-arenosos de espículas de esponja, ostracodes, possíveis cristais de gipsita e, principalmente, terrígenos (quartzo, plagioclásio, muscovita, biotita e intraclastos de argilominerais) Cimento: maior proporção de carbonato espático e pouco óxido	Alternância entre fluxo trativo e oscilatório e decantação a partir de suspensão em águas rasas e oxidantes (possível zona intermarés), sob influência de aporte arenoso eólico
AL Arenito maciço cinza, com grânulos intraclásticos dispersos, muito raros (<5%)	Arenito feldspático (subarcóseo) de cimento filossilicático Arcabouço: grãos de areia muito fina a média de terrígenos (quartzo, plagioclásio, muscovita, biotita e fragmentos íticos granítoides) Cimento: 1 ^a geração de filossilicato de birrefrigência alta, 2 ^a e 3 ^a gerações de filossilicatos de birrefrigência baixa	Assoreamento de água rasa por lençol de areia eólica

ALi Arenito maciço avermelhado, com intensificação da cor para o topo, contendo grânulos intraclásticos dispersos (>5%)	Arenito feldspático (subarcóseo) de cimento filossilicártico Arcabouço: grãos de areia muito fina a fina de terrígenos (quartzo, plagioclásio, muscovita, biotita e fragmentos líticos granítoides) e possíveis intraclastos de gipsita Cimento: geração precoce de cutícula de óxi-hidroxidos de ferro e filossilicatos de alta birrefringência, mais duas gerações de filossilicatos de birrefringência baixa	Deflação, abandono e pedogênese de lençol de areia eólica
---	--	---

Quadro 8: Resumo das petrofácies, fácie revisadas e processos sedimentares, em empilhamento da base para o topo, da Formação Piramboia inferior (TEPIF – 04).

Ac_bp Arenito fino vermelho, com estratificação plano-paralela e cruzada de ângulo baixo, localmente com convoluções e estruturas de escape de fluidos	Arenito feldspático (subarcóseo) de cimentos ferruginoso e filossilicártico Arcabouço: grãos de silte grosso a areia média de terrígenos (quartzo, plagioclásio, muscovita, biotita e fragmentos líticos granítoides) Cimento: geração precoce de cutícula de óxi-hidroxidos de ferro e filossilicatos de alta birrefringência, mais duas gerações de filossilicatos de birrefringência baixa	Inundação e fluidificação em planície interdunas
Ac_a Arenito fino com séries métricas de estratificação cruzada acanalada de ângulo de mergulho alto (acima de cerca de 10°)	Arenito feldspático (subarcóseo) de cimentos ferruginoso e filossilicártico Cimento: geração precoce de cutícula de óxi-hidroxidos de ferro e filossilicatos de alta birrefringência, mais duas gerações de filossilicatos de birrefringência baixa Arcabouço: grãos de areia fina de terrígenos (quartzo, plagioclásio, muscovita, biotita e fragmentos líticos granítoides) e cristais alongados atribuídos a intraclastos de gipsita	Migração de dunas em sistema eólico úmido (costeiro)

As fácie encontradas caracterizam elevação de aporte terrígeno ao longo do empilhamento da Formação Serra Alta, possivelmente por aproximação da costa. Na Formação Teresina, a faciologia laminitos fenestrais, lentes enterolíticas e polígonos de gretaçao, caracteriza planície exposta evaporítica. Levando em consideração o aumento de espessura das camadas arenosas ou intrabacinais da Formação Serra Alta superior para a Teresina, sem elevação correspondente na concentração de material terrígeno no depósito, interpreta-se um raseamento da lâmina de água, sem aumento significativo de aporte extrabacinal. A chegada massiva de terrígenos só se configura no topo do Teresina, com a deposição das areias maciças (fácie AL) que precedem as fácie de dunas e interdunas costeiras do Piramboia (Ac). De acordo com os resultados de minerais pesados (discutidos no final deste item), a fonte deste aporte terrígeno massivo é diferente da que existia durante a sedimentação Serra Alta e Teresina.

Quatro feições foram consideradas indicadoras da presença de evaporitos nos afloramentos estudados da Formação Teresina. A primeira, encontrada no afloramento TEF - 05, corresponde a cristais alongados, com extremidade em forma de lança, e seu respectivo corte basal, de forma losangular, que lembram o hábito de gipsita. A segunda, também do ponto TEF - 05, na fácie sR, corresponde a grãos de calcedônia elipsóide, cujas formas de deformação e fraturamento remetem a esforços tanto dúcteis como rúpteis, comuns em processos de sucessiva hidratação e desidratação de sulfatos (conversão de anidrita em gipsita e vice-versa). Isto possibilita aventar a hipótese de se tratar de antigos clastos deste sal, retrabalhado mecanicamente. A terceira, vista em TEF - 03 e TEF - 05, são estruturas deformacionais em material silicificado, análogas a dobras enterolíticas e cabanas (*tepees*). A quarta, no ponto TEF - 03, corresponde aos pavimentos de micrita com gretas preenchidas por injecção de material, presumivelmente gipsita, depois silicificado. Aventou-se a possibilidade de agulhas de sílica milimétricas, visíveis a olho nu, presentes na fácie cLdg (TEF - 05), serem também remanescentes de cristais de gipsita. Contudo, a análise detalhada de diferentes espécimes destas agulhas ao sistema MEV-EED revelou a existência de fibrosidades de aspecto lenhoso e de estruturas celulares sobre a superfície externa destes grãos. Conclui-se assim tratar-se de restos de caules de vegetais, cuja presença na unidade já fora notada por Rohn & Rösler (2000). Por outro lado, um destes grãos alongados examinados ao MEV não evidenciou as estruturas celulares típicas das licófitas, facilmente vistas nos demais grãos estudados deste tipo. Em contraste, apresentou arestas vivas e angulosas e faces perfeitamente planas, o que mantém em aberto, pelo menos para este caso específico, a interpretação da presença de pseudomorfos de gipsita. Esta hipótese é coerente com várias outras suspeitas de presença de gipsita, encontradas na análise de seções delgadas da Formação Teresina ao microscópio, e com as evidências de contexto evaporítico na sedimentação Teresina na região. Além disso, cristais de gipsita foram encontrados na fração leve das amostras das fácies AL, ALi e Ac_bp. A hipótese de que este grão possa corresponder a algum resto de paleoflora menos preservado ou diagnóstico também não deve ser inteiramente afastada. Este é, portanto, um dos pontos, em que se indica a necessidade de futuros estudos adicionais mais aprofundados.

O empilhamento de fácies encontrado nos afloramentos aqui estudados da Formação Teresina, especialmente TEF - 03 e TEF - 05, apresenta várias semelhanças com a coluna-modelo de fácies concebida por Kendall & Alsharhan (2003) para o exemplo moderno da planície de maré evaporítica do Golfo Persa (Figura 53).

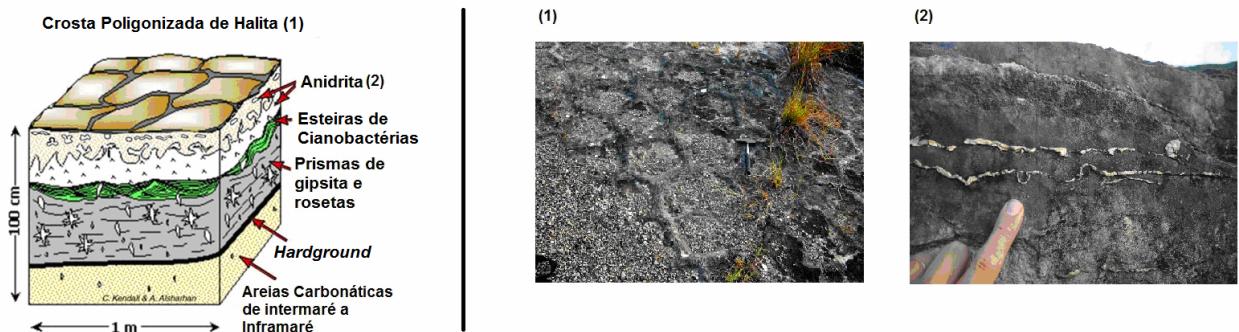


Figura 53: Empilhamento de fácies idealizado de planície de maré evaporítica sob condições de restrição crescente, baseado nas descrições de Kendall e Alsharhan (2003) na sedimentação moderna do Golfo Persa. Acompanham imagens de feições semelhantes aos do modelo, encontradas em campo na Formação Teresina, indicadas por (1) e (2). Mencione-se que, no modelo em questão, polígonos de exposição subaérea formam-se em todas as fácies de supramaré representadas (acima do *hardground*), não sendo, portanto, obrigatoriamente relacionadas a presença de halita.

De acordo com esse modelo, areias carbonáticas de intermarés, caracterizadas, por exemplo, por laminationes heterolíticas, são gradualmente cobertas por esteiras microbianas de cianobactérias, com suas fenestras bioinduzidas, e eventualmente com prismas, rosetas e lâminas enterolíticas de gipsita. Segue-se, nesta coluna-modelo, a deposição de crostas poligonizadas de anidrita/gipsita e, em seguida, de halita. Deve-se ressaltar que tanto as lamas carbonáticas bioinduzidas por esteiras microbianas, como as coberturas de anidrita/gipsita e halita sofrem, tipicamente, processo de gretação em polígonos de dimensões decimétricas. A sucessão “heterolíticas - laminitos fenestrais com dobras enterolíticas e com cristais de gipsita - superfícies poligonizadas”, prevista no modelo, foi de fato encontrada no afloramento TEF – 03.

Em relação às condições pós-deposicionais, a fácie ALi, que integra a passagem da Formação Teresina para a Formação Piramboia, apresenta localmente cutículas de oxi-hidróxidos de ferro, as quais podem ter-se formado na eodiagênese, em condições de exposição subaérea, o que inclui eluviação, e, por extensão, a possibilidade, já aventada na literatura, de presença de paleossolo neste contato. Deve-se lembrar, porém, que cimentos precoces de óxidos de ferro são comuns em depósitos eólicos em geral, independentemente do desenvolvimento de solos, tanto é que ocorrem na fácie Ac_a. Outra forma de ocorrência de oxi-hidróxidos de ferro pós-deposicionais na sucessão estudada corresponde aos pseudomorfos de cristais zonados de dolomita, na fácie Awpc_b da Formação Teresina, imediatamente abaixo das camadas maciças de transição (AL e ALi). Dolomita primária pode formar-se a partir de águas com diferentes composições, com destaque para águas marinhas diluídas por águas meteóricas e para salmouras hipersalinas (Adams & MacKenzie

2001). Dentro deste último contexto, admitido para a Formação Teresina, dolomita associa-se a gipsita na série de cristalização de minerais evaporíticos (Kendall e Alsharhan 2003), sendo possível, portanto, que a origem dos cristais deste mineral na sucessão estudada seja eodiagenética. Testes colorimétricos nas lâminas da Formação Teresina indicam de fato a existência de dolomita primária (deposicional ou eodiagenética) na forma de micrita (Duque 2012). Um dos mecanismos pelos quais pseudomorfos ferruginosos de dolomita se desenvolvem é a passagem de águas doces meteóricas, que promovem a diluição e oxidação da dolomita (Adams & Mackenzie 2001). Estas águas encontram-se em percolação nas fraturas de rochas sás e nos solos de áreas continentais. Caso tanto a dolomita zonada como o seu pseudomorfo ferruginoso sejam eodiagenéticos, isto apontaria para condições evapóriticas sucedidas por continentalização e aporte de água doce vadosa, o que parece compatível com o modelo evolutivo da transição Teresina-Piramboia. A associação de cutículas de oxi-hidróxido de ferro com formação da dolomita oxidada não permite confirmar nem descartar a existência de paleossolo na transição Teresina-Piramboia. Considera-se porém, que a presença das camadas arenosas maciças AL e ALi configura antes a chegada de aporte eólico por sobre a planície de maré úmida de que a escassez de aporte terrígeno que se esperaria na formação de um paleossolo *sensu stricto*. Não se descarta, ainda, a possibilidade de a dolomita zonada possuir origem mesodiagenética, com a ferruginização, neste caso, tendo caráter telodiagenético.

Percebeu-se também que em muitas fácies da Formação Teresina houve substituição de parte dos grãos por sílica ou carbonato espáctico, incluindo cristais euédricos de dolomita na borda de vénulas e em meio a matriz. Esta observação reforça a hipótese de origem tardia para a dolomita euédrica. Já a sílica é solúvel nas condições alcalinas hiper-salinas de águas evaporíticas, mas torna-se insolúvel e tende a substituir sais sulfáticos e carbonáticos quando ocorre diluição por água doce, fato que reforça o modelo de condições evaporíticas sucedidas por continentalização, com ação crescente de águas vadosas.

Em relação aos resultados de quantificação de minerais pesados, os índices ZR, GE, GTi, GEs e TiEs, que podem ser usados para indicar variações de proveniência de aporte sedimentar, mostraram diferenças entre as três unidades litoestratigráficas estudadas, Serra Alta, Teresina e Piramboia. A análise integrada destes índices permite interpretar que o aporte sedimentar terrígeno responsável pela deposição das fácies maciças de transição Teresina-Pirambóia deve ter sido o mesmo que formou os campos de dunas eólicas da Formação Piramboia, porém distinto da

fonte daquele que atuou durante maior parte da sedimentação Serra Alta e Teresina. A mudança mais ou menos nítida de assembleia mineralógica nas camadas de transição da passagem Teresina-Piramboia indica que áreas fontes situadas a sul e a oeste do sítio deposicional foram substituídas pelas localizadas a norte e nordeste, à medida que aumentava o aporte eólico. Constatou-se também que o índice ZT, indicador potencial de seleção hidráulica ou aerodinâmica por forma e densidade, é maior nas camadas de transição Teresina-Piramboia e nas fácies de dunas eólicas do Piramboia. Este aumento pode estar relacionado tanto à maior proximalidade das camadas de transição e da Formação Piramboia em relação às áreas fontes continentais, como, no caso das fácies de arenito maciço, à concentração residual de minerais mais densos por processos de deflação.

Referências Bibliográficas

- Adams, A. E. & Mackenzie, W.S. 2001. Carbonate Sediments and Rocks Under the Microscope. London, Manson Publishing Ltd, 180p.
- Almeida, F.F.M. 1950. *Uma faunula de crustáceos bivalvos do arenito Botucatú no Estado de São Paulo*. DNPM, Divisão de Geologia e Mineralogia, Rio de Janeiro. Boletim 134.
- Almeida, F.F.M. & Melo, M.S. 1981. A Bacia do Paraná e o vulcanismo mesozóico. In: Bistrichi, C.A.; Carneiro, C.D.R.; Dantas, A.S.L.; Ponçano, W.L.; Campanha, G.A.C.; Nagata, N.; Almeida, M.A.; Stein, D.P.; Melo, M.S.; Cremonini, O.A.. *Mapa Geológico do Estado de São Paulo*. Escala 1:500.000. São Paulo, SICCT, v.1, 126p.
- Araújo, L.M.; França, A.B.; Potter, P.E. 1999. Hydrogeology of the Mercosul aquifer system in the Paraná and Chaco-Paraná Basins, South America, and comparison with the Navajo-Nugget aquifer system, USA. *Hydrogeology Journal*, 7: 317-336.
- Beurlen, K. 1954. Horizontes fossilíferos das Camadas Serra Alta do Paraná. *Boletim DGM-DNPM*, 152: 1-30.
- Beurlen, K. 1957. Um lamelibrânquio do folhelho Irati de São Mateus do Sul, estado do Paraná. Rio de Janeiro, DNPM. *Notas Preliminares e Estudos, Divisão de Geologia e Mineralogia*, 98:1-5.
- Bigarella, J.J. 1948. Contribuição ao estudo dos arenitos da série São Bento. In: *Folhetim do Instituto de Geologia da Universidade do Paraná*, Curitiba, 4p.
- Bortoluzzi, C.A. 1974. Contribuição à geologia da região de Santa Maria, Rio Grande do Sul, Brasil. *Pesquisas*, Porto Alegre, 4(1):7-86.
- Caetano-Chang, M.R. 1997. *A Formação Pirambóia no Centro-Leste do Estado de São Paulo*. Rio Claro, 196 p. (Tese de Livre-Docência, Instituto Geociências e Ciências Exatas, UNESP).
- Choquette, P.W. & Pray, L.C. 1970. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *Bulletin of American of Petroleum Geologists*, v. 54, n. 2, p. 207-250.

- Coimbra, A.M. 1976. *Arenitos da Formação Bauru: estudo de áreas fonte*. São Paulo, 2v. (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- Coimbra, A.M. & Giannini, P.C.F. 1990. Estruturas e Fácies Sedimentares na Bacia do Paraná, regiões de Vila Velha-Ponta Grossa-Castro-Tibaji (PR) e de Piraju-Fartura-Taguaí (SP). Universidade Federal do Paraná, Curitiba. Roteiro de aula de campo.
- Colbert, E.H. 1970. A saurischian dinosaur from the triassic of Brazil. *Amn Museum Novitates*, New York, **204**:1-39.
- Cunha, P.R.C.; França, A.B. 1993. Estudo das taxas de sedimentação das formações Teresina e Rio do Rasto – Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO SOBRE A CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ, 1, Rio Claro. Resumos. Rio Claro, UNESP/SBG, p. 77-80.
- Daemon, R.F. & Quadros, L.P. 1970. Bioestratigrafia do Neopaleozóico da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 24. Brasília. *Anais. Brasília*, SBG, p. 359-412.
- Donatti, L.M. 2002. *Faciologia, Proveniência e Paleogeografia das Formações Pirambóia e Botucatu no Estado do Paraná*. São Paulo, 135p. (Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar, Intituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- Donatti, L.M.; Sawakuchi, A.O.; Giannini, P.C.F.; Fernandes, L.A. 2001. The Pirambóia-Botucatu Succession in São Paulo and Paraná States: different eolian systems in the Paraná Basin. Rio de Janeiro, *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **73**(3): 465.
- Dott, R.H., Jr. 1964. Wacke, graywacke and matrix - what approach to immature sandstone classification. *J. Sediment. Petrol.*, **34**(3):625-632.
- Du Toit, A.L. 1927. A geological comparison of South America with South Africa. *Publication. Carnige Institution of Washington*, v.**381**, p.157.
- Dunham, R.J. 1962. Classificantion of carbonate rocks according to depositional texture. *Memoir AAPG*, n. **1**, p. 108-121.
- Duque, J.M. 2012. *Fácies Carbonáticas da Formação Teresina na Borda Centro-Leste da Bacia do Paraná*. São Paulo, 71p. (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- Embry, A. F. & Klovan, J.E. 1971. A Late Devonian reef tract on Northeastern Banks Island, NWT: *Canadian Petroleum Geology Bulletin*, v. **19**, p.730-781.
- Ferreira, F.J.F. 1982. Alinhamentos estruturais-magnéticos da região centro-oriental da Bacia do Paraná e seu significado tectônico. In: *Geologia da Bacia do Paraná - reavaliação da Potencialidade e Prospectividade em Hidrocarbonetos*. São Paulo, Paulipetro – Consórcio CESP/IPT. p.143-166.
- Folk, R.L. 1951. Stages of textural maturity in sedimentary rocks. *J.Sediment.Petrol.*, **21**(3):127-130.
- Folk, R.L. 1962. Spectral subdivision in limestone type. *Memoir AAPG*, n. **1**, p. 62-84.
- Fúlfaro, V.J. 1972. The Paraná Basin upper Permian and lower Mesozoic stratigraphic succession. *Anais Acad. Brasil. Ciências*, **44**:147-148.
- Fúlfaro, V.J.; Gama Jr.; E.G.; Soares, P.C. 1980. Revisão estrtigráfica da Bacia do Paraná. São Paulo, PAULIPETRO. 155p. (Relatório interno – 008/80).

- Galehouse, J.S. 1971. Point-counting. In: CARVER, R.E. ed. *Procedures in Sedimentary Petrology*. New York, Wiley- Interscience. p.385-407.
- Gama Jr., E. 1979. A sedimentação do Grupo Passa Dois (exclusive Formação Iratí), um modelo geomórfico. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v.9, n.1, p. 1-16.
- Giannini, P.C.F.; Sawakuchi, A.O.; Almeida, R.P.; Warren, L.V.; Nascimento, D.R., Jr.; Bittencourt, L. 2004a. Análise de fácies da Formação Teresina na região entre o centro-sul do Estado de São Paulo e o norte do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. Araxá, MG, Anais... Araxá, Sociedade Brasileira de Geologia - SBG, sessão 03, trabalho 170.
- Giannini, P.C.F.; Sawakuchi, A.O.; Fernandes, L.A.; Donatti, L.M. 2004b. Paleoeventos e paleocorrentes subaquosas do Sistema Depositional Pirambóia nos estados de São Paulo e Paraná, Bacia do Paraná: estudo baseado em análise estatística de dados azimutais. *Revista Brasileira de Geociências*, 34(2):282-292.
- Gordon Jr., M. 1947. Classificação das formações gondwânicas do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. Rio de Janeiro, DNPM. *Notas Preliminares e Estudos. Divisão de Geologia e Mineralogia*, v.38, p. 1-20.
- Hachiro, J.; Giannini, P.C.F.; Kinjo, R.N. 2002. A bone fragment of a vertebrate in the Serra Alta Formation (Upper Permian of Paraná Basin). Rio de Janeiro, *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 74(3): 544.
- Kendall, C.G.S.C. & Alsharhan, A.S. 2003. Holocene coastal carbonates and evaporates of the southern Arabian Gulf and their ancient analogues. *Earth – Science Reviews*, v.61, p. 191 – 243.
- Landim, P.M.B. 1970. O Grupo Passa Dois (P) na bacia do Rio Corumbataí (SP). Rio de Janeiro, DNPM. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia*, 252: 1-103.
- Lavina, E.L. 1991. *Geologia sedimentar e paleogeográfica do Neopermiano e Eotriássico (intervalo Kazaniano-Scythiano) da Bacia do Paraná*. Porto Alegre, 450p. (Tese de Doutorado, Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul).
- Lavina, E.L. 1997. *Geologia Sedimentar e Paleogeografia do Neopermiano e Eotriássico (Intervalo Kazaniano-Scythiano) da Bacia do Paraná*. Porto Alegre, 2v., 332p. (Tese de Doutorado, Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul).
- Lavina, E.L. & Faccini, U.F. 1993. Formações Piramboia e Sanga do Cabral: um episódio de desertificação na Bacia do Paraná ao final do Permiano? In: SIMPÓSIO DE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ, 1. *Bol. Res. Expandidos*, p. 94-95.
- Maack, R. 1947. Breves notícias sobre a geologia dos estados do Paraná e Santa Catarina. In: *Arq. Biol. Tecn.*, Curitiba, 2:63-154.
- Matos, S.L.F. 1995. *O Contato entre o Grupo Passa Dois e a Formação Pirambóia na borda Leste da Bacia do Paraná no Estado de São Paulo*. São Paulo. 110p. (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- Mello, L.H.C. DE 1999. *Análise cladística dos bivalves do Grupo Passa Dois (Neopermiano), Bacia do Paraná, Brasil: implicações taxonômicas, evolutivas e paleobiogeográficas*. São Paulo, 160 p. (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).

- Mello e Sousa, S.H. 1985. *Fácies sedimentares das Formações Estrada Nova e Corumbataí no Estado de São Paulo*. São Paulo, 142 p. (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- Mendes, J.C. 1952. A Formação Corumbataí na região do rio Corumbataí (estratigrafia e descrição dos lamelibrânquios). *Boletim da Faculdade de Filosofia Ciências e Letras*, Universidade de São Paulo, 145 (Geol., 8), 119p., 4 est.
- Mendes, J.C. 1954. Conchostracos do sul do Brasil. In: *Paleontologia do Paraná*: Curitiba s.c.p., p.154-164.
- Mendes, J.C. 1967. The Passa Dois Group, the Brazilian portion of the Paraná Basin. In: BIGARELLA, J.J., BECHER, R.D.; PINTO, I.D. 1967. *Problems in Brazilian Gondwana Geology*. Curitiba, Universidade Federal do Paraná, p. 119-166.
- Mezzalira, S. 1964. Grupo Estrada Nova. São Paulo, *Boletim do Instituto Geográfico e Geológico*, 27.
- Milani, E.J. 1997. *Evolução Tectono-Estratigráfica da Bacia do Paraná e seu Relacionamento com a Geodinâmica Fanerozóica do Gondwana Sul-Oeste*. Porto Alegre, 2v. (Tese de Doutoramento, Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul).
- Milani, E.J.; França, A.B.; Schneider, R.L. 1994. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, **8**(1): 69-82.
- Milani, E.J., Faccini, U.F., Scherer, C.M., Araújo, L.M., Cupertino, J.A. 1998. Sequences and stratigraphic hierarchy of the Paraná Basin (Ordovician to Cretaceous), Southern Brazil. *Boletim IG USP, Série Científica*, **29**: 126-173.
- Milani, E.J.; Melo, J.H.G.; Souza, P.A.; Fernandes, L.A.; França, A.B. 2007. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, Rio de Janeiro, **15**(2): 265-287.
- Moraes Rego, L.F. 1930. A geologia do petróleo no Estado de São Paulo. *Boletim Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil*, Rio de Janeiro, v.**46**, p. 1-110.
- Morton, A.C., Hallsworth, C.R. & Chalton, B. 2004. Garnet compositions in Scottish and Norwegian basement terrains: a framework for interpretation of North Sea sandstone provenance. *Marine and Petroleum Geology*, **21**, 393-410.
- Northfleet, A.A.; Medeiros, R.A.; Mühlmann, H. 1969. Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná. *Boletim Técnico da Petrobrás*, Rio de Janeiro, v.**12**, n.3, p. 291-346.
- Oppenheim, V. 1935. Petroleum Geology of Gondwana Rocks of Southern Brazil. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v.**19**, n. 12, p. 1725-1805.
- Pacheco, J. 1927. Relatório elucidativo do esboço geológico da região entre o meridiano 4°, Rio Itararé e os paralelos 23°23' e 24°38'. In: COMISSÃO GEOGRÁFICA E GEOLÓGICA DO ESTADO DE SÃO PAULO. *Exploração da região compreendida pelas folhas topográficas Sorocaba, Itapetininga, Bury, Faxina, Itaporanga, Sete Barras, Capão Bonito, Ribeirão Branco e Itararé*. São Paulo, Comissão Geográfica e Geológica do Estado de São Paulo. 12p.
- Petri, S.; Coimbra, A.M. 1982. Estruturas sedimentares das formações Iriti e Estrada Nova (Permiano) e sua contribuição para a elucidação dos seus paleoambientes geradores. In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, 5, Buenos Aires, Atas... v.**2**, p.353-371.
- Petri, S. & Fúlfaro, J.V. 1983. Geologia do Brasil. São Paulo, T.A. Queiroz-EDUSP. 632p.
- Ragonha, E.W. 1984. *Taxionomia de dentes e espinhos isolados de Xenacanthodi (Chondrichthyes, Elasmobranchii) da Formação Corumbataí. Considerações*

- cronológicas e paleoambientais*. São Paulo, 166p. (Tese de Doutoramento, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- Ragonha, E.W. 1989. Placas dentárias de dipnóis no Grupo Passa Dois (P-Tr) da Bacia do Paraná. Apreciações ambientais, climáticas, cronológicas e estratigráficas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 11, Curitiba. *Anais*. Curitiba, SBP, v. 1, p. 195-206.
- Renne, P.R. 1997. Geochronology of the Paraná-Etendeka Igneous Province. In: SOUTH-AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 1; *Extend Abstracts*... São Paulo, Brazil, p.20-23.
- Renne, P. R.; Ernesto, M.; Pacca, I. G.; Coe, R. S.; Glen, J. M.; Prèvot, M.; Perrin, M. 1992. The age of Parana Flood Volcanism, rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous boundary. *Science*, **258**: 975-979.
- Riccomini, C. 1995. *Tectonismo gerador e deformador dos depósitos sedimentares pós-gondvânicos da porção centro-oriental do Estado de São Paulo e áreas vizinhas*. São Paulo, 100 p. (Tese de Livre-Docência, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- Riccomini, C.; Gimenez Filho, A.; Almeida, F.F.M. 1984. Considerações sobre a estratigrafia do Permo-Triássico na região da Serra do Cadeado, Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro. *Anais*... Rio de Janeiro, SBG, v.2, p.754-763.
- Rohn, R. 1988. *Bioestratigrafia e paleoambientes da Formação Rio do Rastro na borda leste da Bacia do Paraná (Permiano Superior, Estado do Paraná)*. São Paulo, 370p. 2v. (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- Rohn, R. 1994. *Evolução Ambiental da Bacia do Paraná durante o neopermiano no leste de Santa Catarina e do Paraná*. São Paulo, 2v, 386p. (Tese de Doutoramento, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- Rohn, R. 1995. *Evolução ambiental da Bacia do Paraná durante o Neopermiano no leste de Santa Catarina e do Paraná*. São Paulo, 175p. (Tese de Doutoramento, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- Rohn, R. 2001. A estratigrafia da Formação Teresina (Permiano, Bacia do Paraná) de acordo com furos de sondagem entre Anhembi (SP) e Ortigueira (PR). *Ciência-Técnica-Petróleo, Petrobrás, Seção Exploração de Petróleo*, **20**: 209-218.
- Rohn, R. & Rösler, O. 2000. Middle to Upper Permian phytostratigraphy of the Eastern Paraná Basin. *Revista da Universidade de Guarulhos*, **5**, p.69-73.
- Runnegar, B. & Newell, N.D. 1971. Caspian-like relict molluscan fauna in South American Permian. *Bulletin of American Museum of Natural History*, **146**: 1-66.
- Sanford, R.M. & Lange, F.W. 1960. Basin study approach to evolution of Paraná miogeosynclines of South Brazil. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists*, **44**(8):1316-1370.
- Sawakuchi, A.O. 2000. *Dinâmica e Contexto Paleogeográfico do Sistema Depositional Eólico Pirambóia no Estado de São Paulo*. São Paulo, 38p. (Trabalho de Formatura, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- Sawakuchi, A.O.; Bello, R.M.S.; Giannini, P.C.F.; Gesicki, A.L.D. 2006. Considerações sobre condições de cristalização de cimentos carbonáticos e silicosos em calcários da Formação Teresina, a partir da análise de inclusões fluidas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 43, Aracaju, SE. *Anais*.... Aracaju, Sociedade Brasileira de Geologia - SBG, p. 276.

- Schmidt, V.; McDonald, D.A.; Platt, R.L. 1977. Pore geometry and reservoir aspects of secondary porosity in sandstones. *Bull. Can. Pet. Geol.*, **25**, p. 271-290.
- Schneider, R.L.; Mühlmann, H.; Tommasi, Medeiros, R.A.; Daemon, R.F. & Nogueira, A.A. 1974. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: CONG. BRAS. GEOL., **28**, Porto Alegre, SBG, 1974. *Anais...*, v.1, p.41-64.
- Simões, M.G.; Marques, A.C.; Mello, L.H.C.; Anelli, L.E. 1997. Phylogenetic analysis of the genera of the extinct family Megadesmidae (*Pelecypoda, Anomalodesmata*), with remarks on its paleoecology and taxonomy. *Journal of Comparative Biology*, **2**: 75-90.
- Soares, P.C. 1973. O Mesozóico Gondwânico no Estado de São Paulo. Rio Claro, 153 p. (Tese de Doutoramento, Faculdade de Filosofia Ciências e Letras da Universidade de São Paulo).
- Soares, P.C. 1975. Divisão estratigráfica do Mesozóico do Estado de São Paulo. *Rev.Bras.Geociências*, **5**:229-251.
- Souza, A.; Sinelli, O.; Gonçalves, M.M. 1971. Nova ocorrência fossilífera na Formação Botucatu. In: Cong. Bras. Geol., **25**, São Paulo. *Anais...* São Paulo, SBG, v.2, p.281-295.
- Suguio, K.; Coimbra, A.M.; Guardado, L.R. 1974. Correlação sedimentológica de arenitos da Bacia do Paraná. *Bol. IG-USP*, **5**: 85-116.
- Suguio, K. & Tessler, M.G. 1984. Planícies de cordões arenosos Quaternários do Brasil: origem e nomenclatura. In: Lacerda, D.S.D.; Araújo, R.; Cerqueira & B. Turcq, Origem, Estrutura, Processos (L.D.). CEUFF, Universidade Federal Fluminense, Niterói, p.15-26.
- Toledo, C.E.V.; Leopoldo, R.; Giannini, P.C.F.; Mendes, V.R. 2010. Primeira ocorrência de Diplopoides na Formação Teresina (Grupo Passa Dois Bacia do Paraná) no Estado de São Paulo, Brasil. In: VII SIMPÓSIO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA DE VERTEBRADOS. Rio de Janeiro, *Boletim de Resumos*, v.1, p.1-148.
- Turner, S.; Regelous, M.; Kelley, S.; Hawkesworth, C.; Mantovani, M. 1994. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **121**:333-348.
- Vieira, A.J. 1973. Geologia do centro e nordeste do Paraná e Centro-Sul de São Paulo. In: CONG. BRAS. GEOL., **27**, Aracaju, SBG. *Anais...*, v.3, p.259-277.
- Vieira, A.J. & Maingué, E. 1973. Geologia de semi-detalhe do centro e nordeste do Paraná e centro-sul de São Paulo. Ponta Grossa, PETROBRÁS/DESUL. 49p.il. (Relatório DESUL – 425).
- White, I.C. 1908. Final Report. Rio de Janeiro, Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brasil, 337.
- Williams, A.; Rowell, A.J.; Muir-Wood, H.M.; Pitrat, C.W.; Schmidt, H.; Stehli, F.G.; Ager, D.V.; Wright, A.D.; Elliott, G.F.; Amsden, T.W.; Rudwick, M.J.S.; Hatai, K.; Biernat, G.; McLaren, D.J.; Boucot, A.J.; Johnson, J.G.; Staton, R.D.; Grant, R.E.; Jope, H.M. 1965. Treatise on Invertebrate Paleontology (Part H, Brachiopoda). The geological society of America Inc. and The University of Kansas Press, EUA, v.2, p. H632-H727.
- Yamamoto, J.K. 2000. A simple and practical device for wet elutriation of sediments. *Journal of Sedimentary Research*, **70**(2): 423-426.

- Yamamoto, J.K.; Fairchild, T.R.; Boggiani, P.C.; Araújo, C.C.; Kiyohara, P.K.; Matos, S.L.F.; Soares, P.C. 2005. A record of Permian subaqueous vent activity in Southeastern Brazil. *Nature*, **438**: 205-207.
- Zaine, M. 1980. *Uma Barreira Geográfica no Paleozóico Superior na Região de Fartura, SP*. São Paulo, 89p. (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- Zálan, P.V.; Conceição, J.C.; Wolff, S.; Astolfi, M.A.; Vieira, I.S.; Appi, V.T.; Neto, E.V.S.; Cerqueira, J.R.; Zanotto, O.A.; Paumer, M.L.; Marques, A. 1986. Análise da bacia do Paraná. Relatório Interno Gt-Os-009/85, PETROBRAS (Depex-Cenpes), Rio de Janeiro. 195p.
- Zálan, P.V.; Wolff, S.; Conceição, J.C.J.; Astolfi, M.A.M.; Vieira, I.S.; Appi, V.T.; Zanotto, O.A.; Marques, Q. 1988. Tectonics and sedimentation of the Paraná basin. In: SIMPÓSIO DO GONDWANA, *Anais*. São Paulo.
- Zalán, P.V.; Wolff, S.; Conceição, J.C.J.; Marques, A.; Astolfi, M.A.M.; Vieira, I.S.; Appi, V.T.; Zannoto, O.A. 1990. Bacia do Paraná. In: Gabaglia, G.P.R.; Milani, E.J. (coord.) *Origem e evolução de bacias sedimentares*. Rio de Janeiro, Petrobrás. p. 135-168.