

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Câmpus de Rio Claro

ARIANE RAISSA PINHEIRO CÔRTEZ

FÁCIES E ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES DA FORMAÇÃO
PIRAMBÓIA NA REGIÃO DE DESCALVADO/SP

*Trabalho de Formatura apresentado ao Instituto de
Geociências e Ciências Exatas - Câmpus de Rio
Claro, da Universidade Estadual Paulista Júlio de
Mesquita Filho, para obtenção do grau de Geólogo.*

Rio Claro - SP

2013

ARIANE RAISSA PINHEIRO CÔRTEZ

FÁCIES E ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES DA FORMAÇÃO PIRAMBÓIA NA REGIÃO DE
DESCALVADO/SP

Trabalho de Formatura apresentado ao Instituto de
Geociências e Ciências Exatas - Câmpus de Rio
Claro, da Universidade Estadual Paulista Júlio de
Mesquita Filho, para obtenção do grau de Geólogo.

Comissão Examinadora

José Alexandre de J. Perinotto (orientador)

Joel Carneiro de Castro

Maria Rita Caetano Chang

Rio Claro, 21 de novembro de 2013.

Assinatura da aluna

Assinatura do orientador

Para os exemplos de perseverança, luta e força.

Para aquelas que mantiveram sua fé até
o último momento.

Para aquelas que deixaram saudades.

Para Tia Ita (*in memoriam*)

Para Nair Mello (*in memoriam*)

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar, minha imensa gratidão aos Seres Superiores que sempre me guiaram e me sustentam nos momentos difíceis, a essa Força Maior que me protege e que me permitiu chegar até aqui.

A Sônia e Idásio (amados mãe e pai), a Renata (querida irmã) e Pedro (querido sobrinho), minha família. Obrigada por todo apoio incondicional, em todos os sentidos. Mas, acima de tudo, obrigada por acreditarem e apostarem todas as fichas em mim. Vocês quatro são a grande razão de tudo isso acontecer. A família Sales (principalmente Tia Ana), minha família Carioca (Sandra, Gilvan, Felipe, Juju e Anderson), a Ciça e Sr. Bastos, muito obrigada por todo incentivo. Amo vocês.

Aos três anjos que apareceram na minha vida com missões especiais, sem os quais nada disso teria sido possível. Leandro Sales, querido primo, por ser meu grande inspirador, meu guia e por ter me apresentado pra essa ciência mágica que é a Geologia. Renata Kellen, grande amiga, que dedicou muito de seu tempo me ensinando, encorajando e incentivando. Eu não seria parte da turma de Geologia da UNESP de 2009 se não fosse pela sua ajuda. Marcello Bulgarelli, meu professor e mestre, por me ensinar além da sala de aula e me dar base para que eu me formasse como pessoa. Meu MUITO OBRIGADA a esses três anjos.

Ao Alexandre Perinotto, professor, orientador e amigo. Muito obrigada pela parceria, pela paciência, pelo tempo dedicado para me orientar, por partilhar comigo todo conhecimento, todas as agradabilíssimas saídas de campo e todos os ensinamentos (não só acadêmicos). Este é fruto do nosso trabalho.

Àqueles que contribuíram sobremaneira durante a realização deste trabalho: Mario Assine, pelas discussões e dicas extremamente produtivas; Joel Carneiro de Castro, por toda paciência e ajuda com os ensaios granulométricos e descrições petrográficas; ao técnico Alan, por ter disponibilizado seu tempo para nos auxiliar com a coleta de amostras; Rodrigo Cerri, Isabela Franzini, Murilo Amaral e Dimitri Veloso pela ajuda nas atividades de campo; Bruno Araújo e Filipe Varejão pelas valiosas dicas.

Meu muito obrigado a toda equipe da Mineração Jundu, principalmente ao Luciano Rocha e Eduardo Marchi, que gentilmente abriram as portas da empresa e concederam toda infraestrutura necessária para a realização desta pesquisa.

A todos os professores do DPM e DGA, pelos cinco anos de convivência e por todo conhecimento geológico compartilhado. Em especial aos professores amigos Washington Barbosa, José Zaine, George, Marco Aurélio, César Moreira e Norberto Morales.

Às irmãs Patrícia Beloni e Paula Lopes, obrigada por toda amizade, todo apoio e por sempre acreditarem em mim. Isso se estende aos grandes amigos de São Paulo, não podendo deixar de citar o Renan Souza, Caio Scavia, Roger Dias, Murillo Leite, Katleen Veloso e Mariângela Gil. Obrigada por todo incentivo, vocês são queridos demais.

Aos amigos/irmãos da turma Alcool n' Geo, eu não tenho nem palavras pra descrever como esses cinco anos foram mágicos: nossa união, alegria, as saídas de campo, as músicas e todas nossas histórias. Obrigada a todos – SEM EXCEÇÃO -, porque cada um me ajudou de alguma maneira pra que eu chegasse até aqui.

Aos companheiros de república durante esses cinco anos: Larissa de César, Gislaine Pereira, Juliana Okubo, Ricardo Schmidt, Flávio Coura. Obrigada a todos pelo lar tão familiar e aconchegante e por toda convivência.

Ao Dimitri Veloso, meu cúmplice e companheiro, agradeço todo apoio incondicional, pelo incentivo e por acreditar em mim mesmo quando eu não acreditava mais. Obrigada por me deixar caminhar do seu lado, de mãos dadas.

Finalmente, meu muito obrigado ao Programa de Formação de Recursos Humanos em Geociências e Ciências Ambientais Aplicadas ao Petróleo – PRH 05/UNESP, ao PFRH/Petrobrás e ao PRH/ANP – FINEP/MCT, pelo apoio acadêmico e financeiro, indispensáveis à realização deste trabalho de conclusão de curso.

Terra! Terra!
Por mais distante
O errante navegante
Quem jamais te esqueceria?

Caetano Veloso

RESUMO

A Formação Pirambóia é uma unidade litoestratigráfica da Bacia do Paraná, posicionada entre as Formações Corumbataí (inferior) e Botucatu (superior) na borda leste da bacia. Esta unidade é alvo de diversos estudos dada a sua grande importância como componente primordial no Sistema Aquífero Guarani (SAG) e no sistema petrolífero “Irati-Pirambóia”, atuando como excelente rocha-reservatórios. A Formação Pirambóia é historicamente foco de diversas controvérsias quanto à idade, suas relações de contato com a unidade sobreposta e paleoambiente deposicional. Apesar disto, a unidade de estudo é comumente considerada como de idade triássica e produto da deposição em sistemas eólicos úmidos, com abundância de interdunas úmidas e com fácies fluviais subordinadas. Neste trabalho, a partir de técnicas de análises de fácies, da arquitetura deposicional e da associação de fácies, foi realizada a caracterização faciológica da unidade em questão e interpretado seu paleoambiente deposicional, particularmente na Mineração Jundu em Descalvado, nordeste do Estado de São Paulo. Secundariamente, através de técnicas de análises granulométricas e petrográficas, visou-se a caracterização física desta unidade como potencial rocha-reservatório. Foram descritas cinco fácies para a Formação Pirambóia na região de estudo: fácies St, Sh, Sm, Sr e Gt, gerados a partir de processos sedimentares do tipo carga de fundo, a maioria sob regime de fluxo inferior (com exceção da fácies Sh, regime de fluxo superior). Além disso, foram reconhecidos quatro associações de fácies a partir dos elementos arquiteturais contidos principalmente dentro do canal fluvial principal: Complexos de barras de canal, constituído pela macroforma de acreção vertical (FM), forma de leito arenosa (SB) e forma de leito do tipo barras conglomeráticas (GB); depósitos de enchentes, constituído pelos lençóis de areia laminados (LS); depósitos de fluxos hiperconcentrados e depósitos eólicos. Interpreta-se que a Formação Pirambóia na região de estudo é o registro da sedimentação de rios do tipo entrelaçados, com depósitos de dunas e interdunas ocorrendo subordinadamente e caracterizando a interação flúvio-eólica presente durante a época de sedimentação desta unidade. Além disso, a Formação Pirambóia é também considerada como um importante análogo para estudo dos reservatórios de hidrocarboneto. Apesar da ocorrência de alguns tipos de cimentos, a porosidade dos arenitos não foi reduzida de forma significativa. Assim sendo, os quartzo-arenitos (fácies St e Sh) constituem excelentes rochas reservatórios, caracterizadas pelos grãos finos a médios, seleção regular e grãos arredondados.

Palavras-Chave: Estratigrafia, ambiente deposicional, arquitetura deposicional, rocha reservatório, Bacia do Paraná.

ABSTRACT

The Pirambóia Formation is a lithostratigraphic unit of the Paraná Basin, positioned between the Corumbataí (lower) and Botucatu (upper) Formations on the eastern edge of the basin. This unit is focused by many studies due to its great importance as an essential component in the Guarani Aquifer System (SAG) and the petroleum system “Irati-Pirambóia”, as excellent reservoirs. The Pirambóia Formation is historically the subject of several controversies on issues like age, contact relationships with the upper unit and depositional paleoenvironment. Despite these aspects, the Pirambóia Formation is commonly taken to be of Triassic age and is considered a product of wet aeolian systems, with plenty of wet interdunes and subordinate fluvial facies. In this work, by using techniques such as facies analysis, depositional architecture and facies association, facies of this unit were characterized and their depositional paleoenvironment was inferred particularly in Jundu Mining, region of Descalvado in northeastern São Paulo. Techniques such as grain size and petrographic analyses, aimed to characterize this unit as a potential reservoir rock. Five facies were described for the Pirambóia Formation in the studied region: St, Sh, Sm, Sr and Gt facies, generated by sedimentary processes of the bottom load type, mostly under low flow regime (with exception for the Sh facies, which is formed by upper flow regime processes). In addition to that, four facies associations were recognized from the architectural elements, primarily contained within the main channel: complex channel bars, composed by foreset macroforms (FM), sandy bedforms (SB) and gravel bars and bedforms (GB); flood deposits, constituted by laminated sand sheets (LS); deposits of hyperconcentrated flows and eolian deposits. It was interpreted that the Pirambóia Formation in Descalvado (SP) is the record of the sedimentation of braided rivers, with dunes and interdunes deposits occurring subordinated and characterizing the fluvial-aeolian interaction present during the epoch of the sedimentation of this unit. Moreover, the Pirambóia Formation is considered as an important analogue to the study of hydrocarbon reservoirs. Despite the occurrence of some kinds of cement, the porosity of the sandstones was not significantly reduced. Thus, the quartz-sandstones (St and Sh facies) are excellent reservoir rocks, characterized by fine to medium grain, regular selection of grains, which are predominantly rounded.

.Key words: Stratigraphy, depositional environment, depositional architecture, reservoir rock, Paraná Basin.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 - Mapa de localização do município de Descalvado, nordeste do Estado de São Paulo (destacado em vermelho).....	18
Figura 2 - Em A, visualização geral das frentes de lavra da Mineração Jundu; Em B, visão mais localizada de modo a ilustrar as bancadas e as formações presentes.....	19
Figura 3 - Momento do levantamento das seções colunares, que exigiu o auxílio do caminhão munck e da ajuda de profissionais qualificados que monitoraram a atividade	21
Figura 4 - Momento da coleta de amostras, em forma de cubos de aprox. 20 cm de lado, “recortados” e liberados da frente de lavra com o auxílio de uma espátula	22
Figura 5 - Foram selecionadas 100 g de cada amostra (J1, J2, J3, J4, J5 e J6) para serem peneiradas. A fração retida em cada peneira foi pesada com o auxílio da balança.....	24
Figura 6 - Mapa geológico da Bacia do Paraná (ASSINE <i>et al.</i> , 1994).....	26
Figura 7 - Carta estratigráfica da Bacia do Paraná segundo Milani <i>et al.</i> (2007). Em destaque (no retângulo vermelho) a Formação Pirambóia.....	27
Figura 8 - Coluna estratigráfica da Bacia do Paraná no Estado de São Paulo nos arredores de Rio Claro, Piracicaba e Limeira segundo Perinotto & Zaine (2008), mod. de Soares & Landim (1975).....	28
Figura 9 - Distribuição do Aquífero Guarani no Brasil, Paraguai, Uruguai e Argentina. 1: Embasamento e unidades mais jovens; 2: Cadeia Andina; 3: Parte confinada do aquífero; 4: Parte aflorante, composta pelas Formações Pirambóia e Botucatu e unidades correlatas (CARNEIRO, 2007)	31
Figura 10 - Exsudações de óleo na Formação Pirambóia da Bacia do Paraná, no leste do Estado de São Paulo (THOMAZ-FILHO <i>et al.</i> , 2008 modificado de THOMAZ-FILHO, 1982).....	33
Figura 11 - Migração de óleo da Formação Irati para os arenitos reservatórios da Formação Pirambóia na exsudação de óleo de Anhembi, São Paulo (THOMAZ-FILHO <i>et al.</i> , 2008 modificado de THOMAZ-FILHO, 1982).....	34
Figura 12 - Mapa geológico da Folha de Descalvado (Folha SF.23-V-C-IV-4), adaptado de Instituto Geológico (1984).....	35
Figura 13 - Os quatro tipos principais de rios (MIALL, 1977)	45
Figura 14 - Vista em planta dos tipos de barras mais comuns: LO – longitudinal; D – longitudinal com fluxo diagonal; R – Remanescente de barra erodida; LI – Linguóide; M – Linguóide Modificada; P – Pontal; S – Lateral (MIALL, 1977).....	47
Figura 15 - Coluna estratigráfica esquemática das fácies de rios entrelaçados (WALKER & CANT, 1984).....	47
Figura 16 - Coluna estratigráfica esquemática das fácies de rios meandrantas (WALKER & CANT, 1984).....	48
Figura 17 - Os oito elementos arquiteturais de sistemas fluviais (MIALL, 1985).....	52
Figura 18 - Classificação geométrica de corpos arenosos de canais fluviais baseada na razão largura/profundidade e no tipo de preenchimento interno (HIRST, 1991 <i>apud</i> SCHERER, 2008).....	53
Figura 19 - Hierarquia sêxtupla de elementos deposicionais e superfícies limítrofes para depósitos fluviais. Os diagramas de A-E representam sucessivas ampliações da parte de uma unidade fluvial em que a hierarquia das superfícies limitantes é indicada pelos números circulados (MIALL, 2006).....	56
Figura 20 - Interação flúvio-eólica (CAETANO-CHANG, 1997 <i>apud</i> LANGFORD & CHAN, 1989).....	59
Figura 21 - Seção colunar composta Jundu Sul. A foto na porção superior ilustra o local aproximado do levantamento da seção (linha branca)	61

Figura 22 - Seção colunar composta Jundu Central. A foto na porção superior ilustra o local aproximado do levantamento da seção (linha branca).....	63
Figura 23 - Seção colunar composta Jundu Norte. A foto na porção superior ilustra o local aproximado do levantamento da seção (linha branca).....	65
Figura 24 - Arenitos da fácies St – Sem seixos e clastos (A), com seixos de quartzo (B e C) e com clastos de argila (D).....	67
Figura 25 - <i>Cosets</i> de fácies St (A) e <i>set</i> com estratificação cruzada acanalada de grande porte com baixo ângulo dos <i>foresets</i> (B).....	68
Figura 26 : Arenitos da fácies St, festonada – De porte centimétrico a métrico (A) ou métrico a decimétrico, constituindo espessos <i>sets</i> (B) e com seixos de quartzo contidos nos <i>foresets</i> (A, C e D)	68
Figura 27 - Arenitos da fácies Sh – Estratificação evidenciada pela diferente coloração dos estratos, sem seixos de quartzo (A,B,C) e com seixos de quartzo (D)	70
Figura 28 – Arenito da fácies Sm propriamente ditos (A, B) e arenitos com estratificação original obliterada, classificados como fácies Sm(d) (C,D)	71
Figura 29 – Arenitos da fácies Sr – ondulações suaves com grande comprimento de onda e baixa amplitude (A,B).....	73
Figura 30 – Conglomerado da fácies Gt – O contato com as outras fácies é marcada por superfícies de erosão (A, B). Geralmente amarelo-alaranjados (B, C), constituindo tanto pacotes delgados (B) quanto espessos (C). São observados seixos de quartzo contidos nos <i>foresets</i> e, em menor proporção, fragmentos de arenitos e clastos de argila (D).....	74
Figura 31 – Painel fotográfico Jundu Sul com interpretação das superfícies limítrofes e dos elementos arquiteturais.....	76
Figura 32 – Painel fotográfico Jundu Central (bancada 1) com interpretação das superfícies limítrofes e dos elementos arquiteturais.....	77
Figura 33 – Painel fotográfico Jundu Central (bancada 3) com interpretação das superfícies limítrofes e dos elementos arquiteturais	78
Figura 34 - Painel fotográfico Jundu Norte com interpretação das superfícies limítrofes e dos elementos arquiteturais.....	80
Figura 35 - Amostras J1 (A), J3 (B), J4 (C) e J5 (D)	85
Figura 36 - Curvas Granulométricas com ordenada de probabilidade (Amostras J1 a J6)	87
Figura 37 - Curva Granulométrica com todas as amostras	88
Figura 38 - Amostra J4 – Quartzo-arenito com grãos subarredondados, seleção regular, mostrando certa bimodalidade. Em A, foto com nicóis paralelos; em B, com nicóis cruzados.....	89
Figura 39 - Amostra J2 – Quartzo-arenito com grãos subarredondados, seleção regular, mostrando certa bimodalidade. Em A, foto com nicóis paralelos; em B, com nicóis cruzados.....	90
Figura 40 – Amostra J1 – Caulinita de centro de poro (circulo amarelo) e feldspato em processo de caolinização (circulo vermelho). Em A, foto com nicóis paralelos; em B, com nicóis cruzados	90
Figura 41 – Amostra J4 - Cimentação ferruginosa de hidróxido de ferro envolvendo os grãos. Em A, foto com nicóis paralelos; em B, com nicóis cruzados	91
Figura 42 – Amostra J1 – Sobrecrescimento do quartzo, expresso por uma fina película transparente em torno do grão. No círculo vermelho, é possível observar recristalização expressiva resultando na forma triangular. Em A, foto com nicóis paralelos; em B, com nicóis cruzados	91
Figura 43 – Amostra J5 – Os espaços intergranulares desta amostra são maiores e com menor presença de agentes cimentantes. Em A também é possível observar o sobrecrescimento de quartzo. Em A, foto com nicóis paralelos; em B, com nicóis cruzados	92

Figura 44 - As barras de meio de canal são predominantes na arquitetura deposicional da Formação Pirambóia na região de estudo, principalmente aquelas representadas pela forma de leito arenosa (SB) e macroforma de acreção vertical (FM)	94
Figura 45 - Depósitos de dunas e interduna com contato com fácies fluviais marcado por superfície de erosão. Na foto a direita, detalhe da fácies de dunas eólicas	95
Figura 46 - Sistema fluvial entrelaçado, com os principais elementos arquiteturais que os constituem (SCHERER, 2008 modificado de RICHARDS, 1996)	96

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Principais parâmetros hidrodinâmicos do SAG (ARAÚJO <i>et al.</i> , 1999 <i>apud</i> GASTMANS <i>et al.</i> , 2004)	31
Tabela 2 - Litofácies e estruturas sedimentares de modernos depósitos de rios entrelaçados (MIALL, 1977)	50
Tabela 3 - Elementos arquiteturais formados por canais fluviais (MIALL, 1985 modificado por SCHERER, 2008)	51
Tabela 4 - Amostras coletadas, a fácies correspondente e a localização a coleta.....	84
Tabela 5: Medidas estatísticas elaboradas a partir da análise granulométrica	86

SUMÁRIO

RESUMO	vii
ABSTRACT	viii
1. INTRODUÇÃO	15
2. ÁREA DE ESTUDO	17
3. OBJETIVOS	19
4. MÉTODOS E ETAPAS DA PESQUISA	20
4.1 Levantamento Bibliográfico	20
4.2 Trabalhos de Campo	20
4.2.1 Seções colunares compostas	20
4.2.2 Documentação Fotográfica	21
4.2.3 Coleta de Amostras	22
4.3 Processamento dos dados	22
4.4 Trabalho de Laboratório	23
4.5 Interpretação e análise integrada dos dados	24
5. BACIA DO PARANÁ	26
5.1 Bacia do Paraná no Estado de São Paulo	28
5.2 Sistema Aquífero Guarani (SAG)	30
5.3 Sistemas Petrolíferos da Bacia do Paraná	32
5.3.1 Sistema Petrolífero Irati-Pirambóia	32
6. ARENITOS MESOZÓICOS DA BACIA DO PARANÁ	35
6.1 Formação Pirambóia	36
6.1.1 Breve histórico	36
6.1.2 Distribuição geográfica	37
6.1.3 Fácies Sedimentares	37
6.1.4 Relações de Contato	39
6.1.5 Correlação com o sul do Brasil	39
6.1.6 Conteúdo Fossilífero e Geocronologia	40
6.1.7 Interpretação Paleoambiental	41
6.2 Formação Botucatu	42
7. CONTEXTUALIZAÇÃO TEÓRICA	44
7.1 Ambiente de Sedimentação Fluvial	44
7.1.1 Processos Fluviais	44
7.1.2 Tipologia de Canais Fluviais	45
7.1.3 Análise de sistemas fluviais	49

7.2 Ambiente de Sedimentação Eólico e Interação Flúvio Eólica	56
7.2.1 Ambiente eólico	56
7.2.2 Tipos de sistemas deposicionais eólicos	58
7.2.3 Interação flúvio-eólica	58
8. RESULTADOS	60
8.1 Seções Colunares	60
8.1.1 Seção colunar composta Jundu Sul	60
8.1.2 Seção colunar composta Jundu Central	62
8.1.3 Seção colunar composta Jundu Norte	64
8.2 Fácies Sedimentares	66
8.2.1 Fácies St	66
8.2.2 Fácies Sh	69
8.2.3 Fácies Sm	70
8.2.4 Fácies Sr	72
8.2.5 Fácies Gt	73
8.3 Painéis Fotográficos (baseado em Miall, 1985)	74
8.3.1 Painel fotográfico Sul	75
8.3.2 Painel fotográfico Central	76
8.3.3 Painel fotográfico Norte	79
8.4 Associação de Fácies	80
8.4.1 Complexos de Barras de Canal	81
8.4.2 Depósitos de Enchentes	82
8.4.3 Depósitos de fluxos hiperconcentrados	83
8.4.4 Depósitos Eólicos	83
8.5 Análises Petrográfica e Granulométrica	84
8.5.1 Macroscopia	85
8.5.2 Granulometria	86
8.5.3 Microscopia	89
9. DISCUSSÃO	93
9.1 Interpretação Paleoambiental	93
9.2 Formação Pirambóia como potencial rocha reservatórios	96
10. CONCLUSÃO	98
11. BIBLIOGRAFIA	100

ANEXOS

ANEXO 1 – Seção colunar composta Jundu Sul	106
ANEXO 2 – Seção colunar composta Jundu Central	107
ANEXO 3 – Seção colunar composta Jundu Norte	108
ANEXO 4 – Painel fotográfico Jundu Sul – <i>Bancada 3</i>	109
ANEXO 5 – Painel fotográfico Jundu Central – <i>Bancada 1</i>	110
ANEXO 6 – Painel fotográfico Jundu Central – <i>Bancada 3</i>	111
ANEXO 7 – Painel fotográfico Jundu Norte – <i>Bancada 1</i>	112

1. INTRODUÇÃO

Estudos acerca da faciologia da Formação Pirambóia (Triássico? Jurássico?) remontam o século passado, dada sua grande importância na definição do Sistema Aquífero Guarani (SAG) e como rochas reservatórios do óleo produzido pelos folhelhos pirobetuminosos da Formação Irati (Permiano). Os arenitos mesozóicos da Bacia do Paraná no Estado de São Paulo eram, antes da década de 70, considerados como um pacote único depositado em ambiente continental dominado por processos eólicos. Nesse contexto, o trabalho de Soares (1973) foi balizador por atribuir aos arenitos Pirambóia o *status* de Formação, baseado em características faciológicas distintas entre estes arenitos e os arenitos Botucatu que, até então, não tinham sido consideradas. Desde então, estudos acerca da mineralogia, petrologia, sedimentologia e faciologia da Formação Pirambóia têm possibilitado uma nova visão e diferenciação desse pacote geneticamente associado a ambiente eólico úmido com interação flúvio-eólica, diferentemente dos arenitos depositados em ambiente eólico seco da Formação Botucatu.

A Formação Pirambóia é uma unidade litoestratigráfica da Bacia do Paraná que se estende de maneira contínua pelo Estado de São Paulo, aflorando ao longo de toda Depressão Periférica Paulista. Com espessura variável, seus depósitos chegam a atingir 270 m em seções aflorantes na região de São Pedro (CAETANO-CHANG, 1997). Apesar de algumas controvérsias, a Formação Pirambóia é atualmente considerada de idade triássica, se enquadrando nos paleodesertos úmidos pré-ruptura de Gondwana (ALMEIDA *et al.*, 2012). Na borda leste da Bacia do Paraná, a Formação Pirambóia encontra-se sobreposta aos folhelhos e siltitos da Formação Corumbataí e sotoposta aos arenitos eólicos da Formação Botucatu, com contatos discordantes.

Com a evolução dos conhecimentos acerca da Formação Pirambóia, autores como Caetano-Chang & Wu (1992, 1993, 1995), Caetano-Chang (1997), Brigueti & Caetano-Chang (1995) e Assine *et al.* (1995) apontaram para essa unidade dominância de fácies eólicas com fácies fluviais subordinadas. As fácies eólicas são caracterizadas por campos de dunas e interdunas úmidas (ASSINE *et al.*, 2004), além de amplos lençóis de areia (BRIGHETTI, 1994). As fácies fluviais, por sua vez, por fácies de canais constituídos por arenitos finos a conglomeráticos que ocorrem lateralmente e verticalmente a fácies de dunas eólicas (ASSINE *et al.*, 1995).

A descrição de fácies sedimentares e de suas relações laterais e verticais são altamente favorecidas pelo uso de amplos afloramentos que permitem a visualização 2D e 3D das características das rochas. Nesse contexto, a coleta de dados faciológicos em frentes de lavras de grande extensão lateral e vertical torna altamente viável a revisão da análise de fácies e de associação de fácies das rochas potencialmente reservatórios da Formação Pirambóia, conforme proposto neste trabalho.

A potencialidade apresentada pelas litologias da Formação Pirambóia como rochas reservatórios é evidente, dado que essa unidade constitui excelente reservatório de águas subterrâneas para o Aquífero Guarani. Essa potencialidade é ainda reafirmada pela ocorrência de *tar sands* (arenitos impregnados de petróleo ou arenitos asfálticos) que têm sido reportados na literatura geológica há muito tempo, constituindo o marco inicial da pesquisa de petróleo no Brasil (GARCIA *et al.*, 2011) e sendo, portanto, um reservatório de petróleo aflorante (LANZARINI, 1995). Esse fato fortalece o uso das fácies eólicas e flúvio-eólicas da Formação Pirambóia como análogo para o estudo de reservatórios de petróleo em subsuperfície, assim como levantado por Lanzarini (1995).

Os reservatórios exumados biodegradados apresentados pela Formação Pirambóia (ARAÚJO, 2009) possuem sua gênese relacionada ao sistema petrolífero Irati-Pirambóia (ARAÚJO *et al.*, 2000). O modelo genético relaciona a geração de óleo à intrusão de soleiras associadas à Formação Serra Geral nos folhelhos da Formação Irati, migração por falhas e paredes de diques e posterior acumulação nos arenitos da Formação Pirambóia, onde as fácies de interduna e fluviais pelíticas agiram como armadilhas horizontais e os diques como armadilhas verticais (ARAÚJO *et al.*, 2003). Das 20 ocorrências de exudação de óleo no Estado de São Paulo (GARCIA *et al.*, 2011), a mais estudada é a da Fazenda Betumita, localizada no município de Anhembi. Essa ocorrência foi favorecida por se inserir no contexto do alto estrutural de Anhembi, justificando as maiores acumulações no Estado de São Paulo com volume estimado de 5,7 milhões de barris de óleo mineral (THOMAZ-FILHO, 1982).

Apesar da exploração de óleo e gás na Bacia do Paraná ser economicamente discutível, existem alguns fatores que justificam a continuidade de estudos que envolvem seus sistemas petrolíferos e a caracterização dos seus elementos constituintes. A ocorrência de reservatórios de boa qualidade (representados pelo Grupo Itararé e Formações Pirambóia e Botucatu), a relação espacial adequada entre rochas geradoras e rochas reservatórios, a existência de bons geradores e comprovação de produção de óleo/gás (GALHANO, 2006) são alguns dos fatores que agregam grande importância a esse tipo de estudo.

2. ÁREA DE ESTUDO

O levantamento estratigráfico desenvolvido foi realizado no Município de Descalvado, na área de concessão de lavra da Mineração Jundu. O município de Descalvado situa-se na porção nordeste do Estado de São Paulo (figura 1). Possui como limites, a norte, os municípios de Luiz Antônio e Santa Rita do Passa Quatro, a sul Analândia, a leste Porto Ferreira e Pirassununga e a oeste São Carlos, ocupando área de 757,2 km² (IBGE, 1994). O município de Descalvado dista aproximadamente 245 km da capital paulista e 90 km do município de Rio Claro. A Mineração Jundu está localizada na Rodovia Dep. Vicente Botta e dista aproximadamente 5 km do perímetro urbano da cidade de Descalvado.

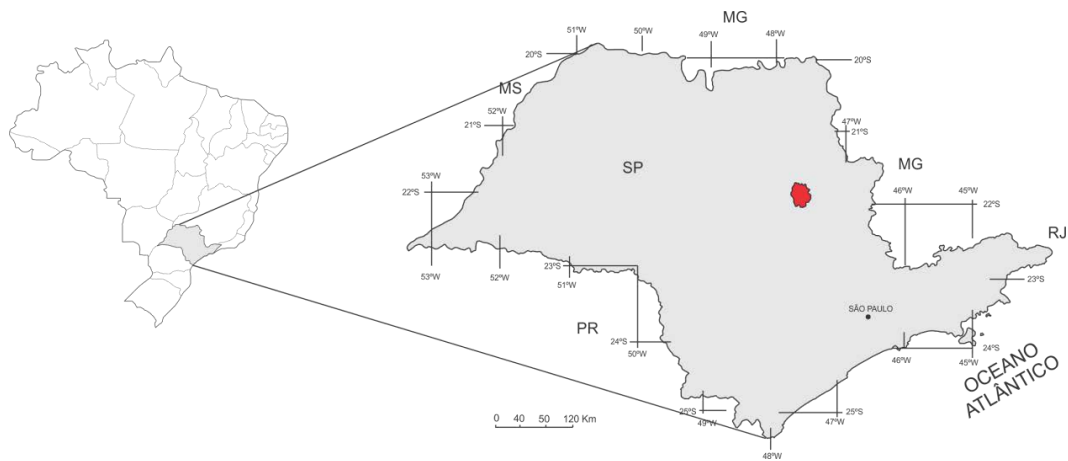


Figura 1: Mapa de localização do município de Descalvado, nordeste do Estado de São Paulo (destacado em vermelho).

A Mineração Jundu (unidade de Descalvado/SP) possui como foco a extração e beneficiamento de minerais não metálicos, sendo a matéria prima extraída a areia industrial quartzosa destinada para fundição, construção civil, produção de vidro e fibra de vidro, entre outros. Essas aplicações são somente possíveis devido à grande abundância de areia (fonte de SiO₂) e a sua alta resistência mecânica e térmica e alta dureza. A reserva da mina é calculada em 7.800.000 ton. de areia quartzosa proveniente da cobertura cenozóica e 28.500.000 ton. de arenito proveniente da Formação Pirambóia.

Os arenitos da Formação Pirambóia expostos nas diversas frentes de lavra da Mineração Jundu em Descalvado constituem amplos afloramentos com grande extensão vertical (na média 8 m cada bancada, totalizando aproximadamente 32 m de extensão vertical) e horizontal (aproximadamente 800 m), como pode ser observado na figura 2. As visualizações bi e tridimensionais dos afloramentos rochosos permitem a coleta de dados para a análise de fácies e associação de fácies e de elementos arquiteturais das rochas potencialmente reservatórios da Formação Pirambóia.

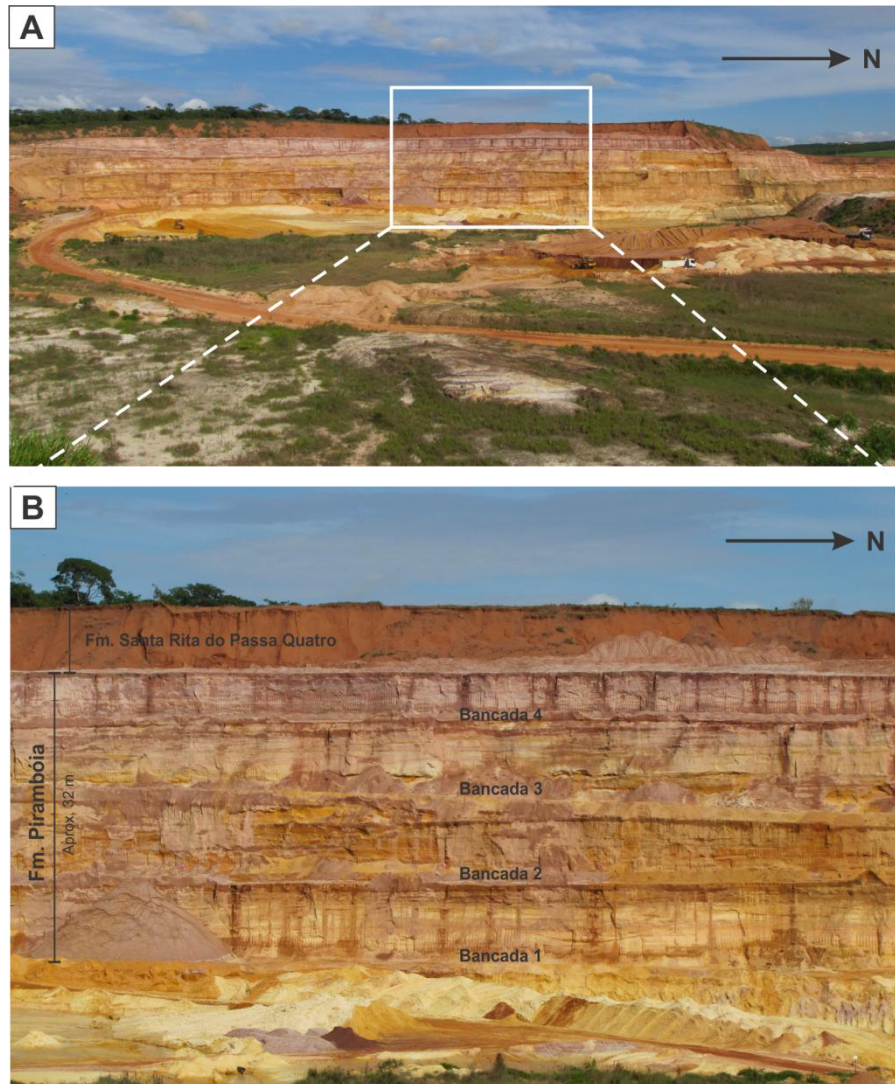


Figura 2: Em A, visualização geral das frentes de lavra da Mineração Jundu; Em B, visão mais localizada de modo a ilustrar as bancadas e as formações presentes.

3. OBJETIVOS

Utilizando técnicas de análise de fácies, associação de fácies e de arquitetura deposicional objetiva-se melhor compreensão dos processos sedimentares geradores das diferentes fácies expostas e, a partir disso, interpretação dos ambientes sedimentares existentes na região à época da sedimentação da Formação Pirambóia. Secundariamente, visa-se definir e caracterizar essa unidade como potencial rocha reservatório para melhor entendimento de reservatórios siliciclásticos em subsuperfície com base no estudo de análogo em superfície.

4. MÉTODOS E ETAPAS DA PESQUISA

Os métodos empregados no desenvolvimento deste trabalho foram os tradicionais em análise estratigráfica e envolvem:

4.1 Levantamento bibliográfico

Extenso levantamento de textos, mapas, imagens, artigos em periódicos, dissertações e teses e relatórios que abordam principalmente assuntos como Bacia do Paraná, Formação Pirambóia, sistema petrolífero “Irati-Pirambóia” e sistemas deposicionais fluviais e eólicos.

4.2 Trabalhos de Campo

Os trabalhos de campo realizados na Mineração Jundu em Descalvado (SP) envolveram a etapa de coleta de dados, objetivando o levantamento das seções estratigráficas verticais, obtenção de documentação fotográfica e coleta de amostras.

4.2.1 Seções colunares compostas

Foram levantadas três seções colunares compostas, sendo a seção colunar composta Jundu Norte constituída por conjunto de três frentes de lavra e as seções colunares compostas Jundu Central e Jundu Sul constituídas por conjunto de quatro frentes de lavra. As frentes de lavra da Mineração Jundu possuem bancadas com alturas variando entre 8 m a 10 m.

O levantamento das seções colunares foi somente possível graças ao auxílio de caminhão munck, disponibilizado pela Mineração Jundu. Trata-se de um equipamento hidráulico conhecido como caminhão guindaste, utilizado geralmente para carregamento, descarregamento, transporte e movimentação de máquinas e peças pesadas. No caso em questão, a extremidade do braço extensor do caminhão munck suspendeu dois compartimentos e/ou cestas de aproximadamente 1 m de altura, capaz de abrigar duas pessoas – cada qual em um compartimento – com a devida segurança. Para a realização desse procedimento foram adotados equipamentos de proteção individual e utilizado cinto de segurança ligado diretamente à extremidade do braço extensor do caminhão munck. As fotos seguintes ilustram o momento do levantamento das seções colunares, em diferentes regiões e bancadas distintas.



Figura 3: Momento do levantamento das seções colunares, que exigiu o auxílio do caminhão munck e da ajuda de profissionais qualificados que monitoraram a atividade.

A base da frente de lavra foi descrita sem o uso do caminhão munck, sendo este necessário somente acima do primeiro metro. Toda exposição rochosa foi dividida em pequenos pacotes de no máximo 1,20 m, levando em conta as variações faciológicas, à exceção de pacotes relativamente homogêneos que foram separados conforme o alcance da visualização. Todos os pacotes descritos foram devidamente fotografados.

Na descrição dos diversos pacotes rochosos foram considerados fatores sedimentológicos como granulometria, cor, seleção, arredondamento dos grãos, geometria dos estratos, estruturas do pacote sedimentar, composição, natureza do contato das diferentes fácies, relações verticais e horizontais e variações internas.

Foram obtidas, quando possível, medidas de paleocorrentes através da orientação de *foresets* de estratificações cruzadas. Devido às questões de segurança da empresa, não foi possível obtenção sistemática de medidas de paleocorrentes, de modo a perfazer o número necessário de medidas para análise. Como foram efetuadas poucas medidas, estas não serão apresentadas neste trabalho por não possuírem validade estatística.

4.2.2 Documentação Fotográfica

A documentação fotográfica foi obtida nos mesmos dias do levantamento das seções colunares. Abrangeu fotografias dos pacotes sedimentares descritos e fotos gerais das frentes de lavra, obtidas sequencialmente e preservando sempre que possível a mesma distância do

afloramento e angularidade, evitando mudanças bruscas na escala. Este método possibilitou a confecção de painéis fotográficos através de fotos sequenciais, onde é possível observar a continuidade dos estratos e as relações verticais e horizontais.

Importante ressaltar que os locais onde foram levantadas as seções colunares foram escolhidos pela equipe de segurança da empresa, evitando ao máximo a realização dos trabalhos em taludes negativos. Já a escolha do local para a coleta da documentação fotográfica para a confecção dos fotomosaicos foi livre, sendo priorizadas áreas com a frente de lavra limpa e bem exposta. Assim sendo, muitas vezes foi inviabilizado o levantamento da seção colunar frente às melhores exposições, onde foram coletadas as fotos para confecção dos fotomosaicos. Frente a essas dificuldades e à alta variabilidade lateral que os corpos sedimentares apresentam, a sucessão rochosa levantada na seção colunar pode muitas vezes diferir daquela interpretada nos fotomosaicos.

4.2.3 Coleta de Amostras

A coleta de amostras foi feita de forma pontual, visando a confecção de lâminas petrográficas e ensaios de granulometria para análise da porosidade dos arenitos da Formação Pirambóia. Foram coletadas duas amostras de cada região da mineração (sul, centro e norte), totalizando seis amostras que representam as principais fácies encontradas. As amostras foram coletadas cuidadosamente das frentes de lavra com o auxílio de uma espátula, de modo a isolar um cubo (figura 4) e, posteriormente, foram identificadas e guardadas.



Figura 4: Momento da coleta de amostras, em forma de cubos de aprox. 20 cm de lado, “recortados” e liberados da frente de lavra com o auxílio de uma espátula.

4.3 Processamento dos dados

A etapa de processamento dos dados abrangeu, basicamente, o processamento das seções colunares e dos painéis fotográficos. Esta etapa da pesquisa ocorreu concomitante e, em maior intensidade, após a fase de aquisição de dados (trabalhos de campo).

As seções colunares consistem em representação gráfica bidimensional da sucessão vertical de fácies que ocorre nas frentes de lavra. As colunas foram primeiramente confeccionadas manualmente na escala vertical 1:200 e posteriormente digitalizadas, com o layout da seção seguindo um padrão pré-definido. O layout contém a documentação fotográfica dos pacotes descritos, a seção colunar composta, o código de fácies e a descrição.

O levantamento das seções colunares objetivou principalmente a análise de fácies da Formação Pirambóia. As diferentes fácies descritas foram analisadas e classificadas segundo o método de análise de fácies desenvolvido por Miall (1977), que consiste numa codificação que expressa o tipo de rocha e uma característica marcante das fácies em questão.

Os conjuntos de fotos sequenciais foram processados de modo a comporem grandes fotos panorâmicas ou painéis fotográficos, visando a análise de elementos arquiteturais e de suas associações de fácies, baseado em Miall (1985). Esse método foi facilitado pelos afloramentos com grande extensão lateral e vertical que compõem as frentes de lavra da Mineração Jundu, possibilitando a visualização tridimensional da distribuição e associação das diferentes fácies presentes na Formação Pirambóia.

4.4 Trabalho de Laboratório

A etapa de trabalho de laboratório consistiu na descrição petrográfica e realização de ensaios de granulometria com os arenitos da Formação Pirambóia, objetivando a caracterização da unidade como potencial rocha reservatório.

A alta friabilidade dos arenitos mostrou-se um problema durante as etapas de coleta de amostra e confecção das lâminas petrográficas. Apesar das seis amostras terem sido cuidadosamente coletadas visando à preservação da sua estrutura, foi possível a confecção de apenas cinco lâminas petrográficas (duas lâminas correspondendo à porção norte, duas lâminas à porção central e uma lâmina à porção sul). Antes do processo de laminação, um pedaço da amostra foi submetido ao processo de impregnação superficial com araldite, visando aumentar a resistência da rocha. Como não foi possível a realização de lâminas com as seis amostras, optou-se pela realização de ensaios de granulometria para complementar e enriquecer a análise textural dos arenitos.

A descrição petrográfica das cinco lâminas, por sua vez, abrangeu a caracterização mineralógica, textural (aspectos como granulometria, seleção e arredondamento) e análise de componentes como arcabouço, matriz, cimento e poros. Importante ressaltar que o ideal para a análise da porosidade da rocha é a impregnação com resina colorida (geralmente azul), que

colore os poros tornando possível a sua quantificação, porém não foi possível a aplicação dessa técnica no estudo em questão.

Para as análises granulométricas, foram separadas 100 g de cada uma das seis amostras. Foram utilizadas nove peneiras (em ordem decrescente de abertura em milímetro, as peneiras 1.00, 0.71, 0.50, 0.35, 0.25, 0.177, 0.125, 0.088 e 0.062) e o prato de fundo, que foram submetidas ao vibrador por 10 minutos (visando melhor seleção de cada fração granulométrica). Posteriormente, a porção retida em cada peneira foi pesada com o auxílio de uma balança (figura 5), evitando sempre a perda e contaminação de amostra.



Figura 5: Foram selecionadas 100 g de cada amostra (J1, J2, J3, J4, J5 e J6) para serem peneiradas. A fração retida em cada peneira foi pesada com o auxílio da balança.

A partir do cálculo das frações acumuladas nas peneiras, foi construída a curva granulométrica acumulativa com ordenada de probabilidade, de onde foram extraídos, entre outros parâmetros, a granulometria e o selecionamento. Além disso, foram realizados cálculos estatísticos como média, moda e mediana de cada amostra.

4.5 Interpretação e análise integrada dos dados

Na etapa de interpretação dos dados, foi realizada a análise das fácies sedimentares da Formação Pirambóia na região de estudo com interpretação dos processos sedimentares envolvidos e inferência do nível de energia. A partir desta análise e do reconhecimento dos elementos arquiteturais, foram identificadas fácies que ocorrem em conjunto e que se encontram geneticamente relacionadas de modo a compor as associações de fácies, análise esta necessária para relacionar a unidade a um determinado modelo de sistema deposicional.

A análise de elementos arquiteturais através dos painéis fotográficos possibilitou a complementação das informações obtidas pelo empilhamento vertical de fácies, caracterizada pela sua perspectiva bidimensional. A perspectiva tridimensional proporcionada pela análise de elementos arquiteturais visou à identificação de superfícies de descontinuidades físicas que

subdividem a sequência em pacotes geneticamente relacionados e hierarquicamente estruturados. Os elementos arquiteturais e macroformas são de fundamental importância para melhor caracterização do depósito, sendo levado em conta o arranjo lateral das fácies e, por conseguinte, a determinação da geometria dos corpos sedimentares gerados.

A interpretação dos dados e a análise integrada dos dados obtidos geraram, portanto, a caracterização faciológica da Formação Pirambóia na Mineração Jundu em Descalvado, o ambiente deposicional atuante na época e a caracterização geométrica dos elementos que dão origem à arquitetura deposicional, além da caracterização física dos arenitos reservatórios através das análises petrográficas e granulométricas.

A comparação dos resultados obtidos com aqueles já publicados embasa uma discussão enriquecedora do conhecimento já divulgado com aquele obtido no presente trabalho, sendo possível somente pela farta bibliografia a respeito dos aspectos faciológicos da Formação Pirambóia e a potencialidade de suas litologias como rochas reservatórios.

5. BACIA DO PARANÁ

A Bacia do Paraná é uma extensa depressão deposicional do continente sul-americano (1.750 km de comprimento e 900 km de largura) que inclui porções territoriais do Brasil meridional, Paraguai oriental, nordeste da Argentina e norte do Uruguai, totalizando área aproximada de 1,5 milhão de quilômetros quadrados (MILANI *et al.*, 2007) (figura 6). Destes, estima-se que 1.000.000 km² localizam-se em território brasileiro (SCHNEIDER *et al.*, 1974).

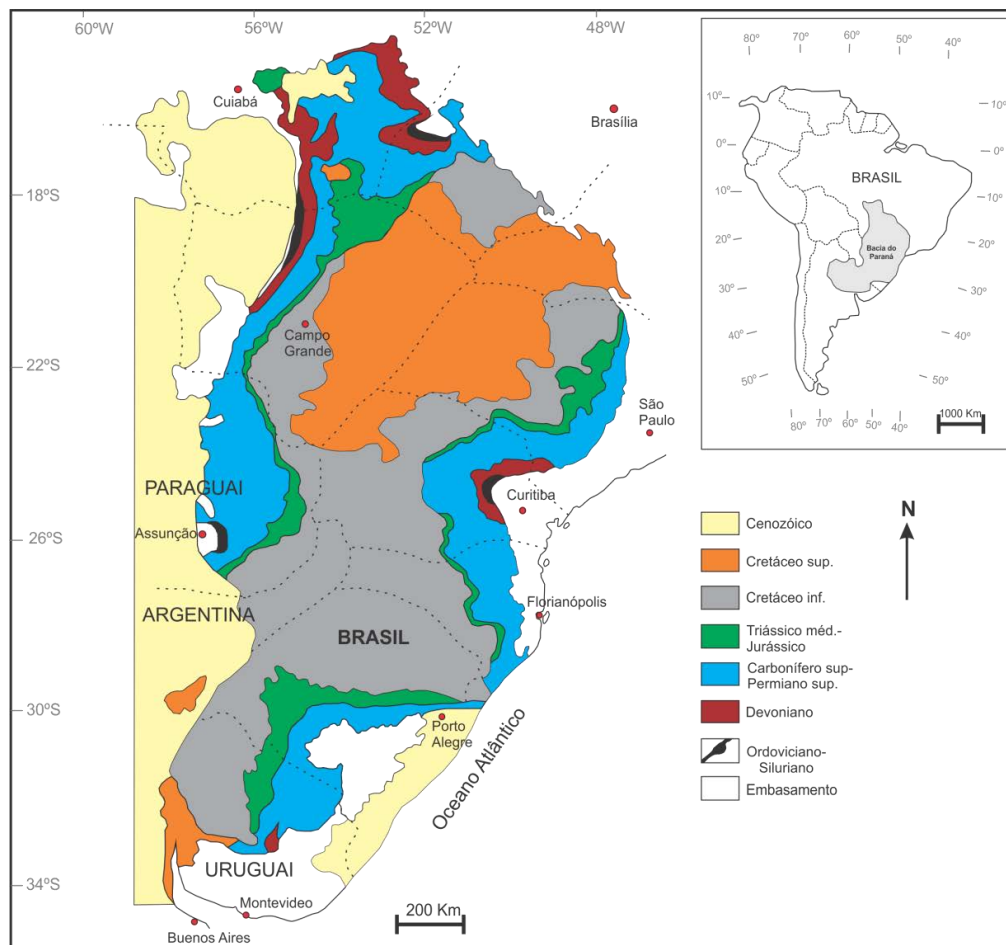


Figura 6: Mapa geológico da Bacia do Paraná (ASSINE *et al.*, 1994).

Essa ampla região sedimentar-magmática teve sua evolução durante o Paleozóico e o Mesozóico (MILANI *et al.*, 1998) e é constituída por rochas com idades variando entre o Ordoviciano e o Cretáceo (QUINTAS *et al.*, 1997). Idades radiométricas das rochas que compõem do embasamento da Bacia do Paraná situam-se entre 700 e 450 Ma, correspondendo ao ciclo orogênico brasileiro (CORDANI *et al.*, 1984).

O registro estratigráfico da Bacia do Paraná compreende um pacote sedimentar-magmático com espessura total em torno de 7 mil metros (MILANI *et al.*, 2007), como pode ser observado na carta estratigráfica (figura 7).

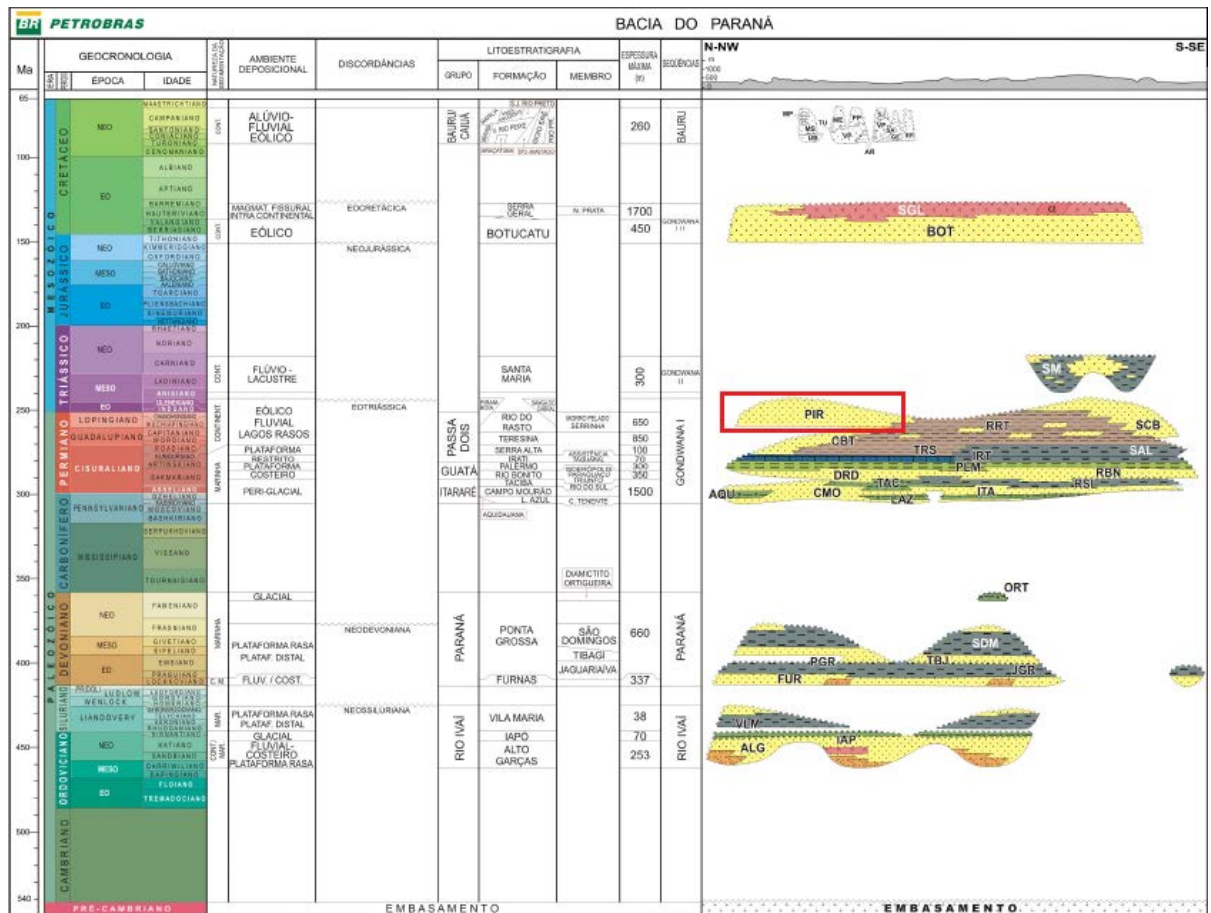


Figura 7: Carta estratigráfica da Bacia do Paraná segundo Milani *et al.* (2007). Em destaque (no retângulo vermelho) a Formação Pirambóia.

A Bacia do Paraná é considerada uma típica bacia intracratônica simétrica (MILANI *et al.*, 1998) de forma ovalada com eixo maior N-S, sendo seu contorno atual definido por limites erosivos relacionados em grande parte à história geotectônica meso-cenozóica do continente (MILANI *et al.*, 2007).

São reconhecidas seis supersequências no registro estratigráfico na forma de pacotes rochosos, materializando cada um deles intervalos temporais e envelopados por superfícies de discordância de caráter interregional: Rio Ivaí (Ordoviciano-Siluriano), Paraná (Devoniano), Gondwana I (Carbonífero-Eotriássico), Gondwana II (Meso a Neotriássico), Gondwana III (Neojurássico-Eocretáceo) e Bauru (Neocretáceo) (MILANI, 1997). As três primeiras correspondem a sucessões sedimentares que definem ciclos transgressivo-regressivos ligados a oscilações do nível relativo do mar no Paleozóico, ao passo que as demais correspondem a pacotes sedimentares continentais mesozóicos com rochas ígneas associadas, constituindo o registro remanescente de sucessivas fases de acumulação sedimentar que se alternaram a épocas de erosão generalizada (MILANI *et al.*, 1998).

5.1. Bacia do Paraná no Estado de São Paulo

A figura 8 ilustra a estratigrafia da porção nordeste da Bacia sedimentar do Paraná no Estado de São Paulo, mais precisamente na região de Rio Claro (SP).

ERA	PERÍODOS	GRUPO	FORMAÇÃO	LITOLOGIA	Espes. Aprox. (metros)	DESCRIÇÃO SUCINTA	AMBIENTE DE DEPOSIÇÃO
CENOZOICA	QUATERNÁRIO		RIO CLARO		30	ARENITOS POUCO CONSOLIDADOS COM LENTES DE ARGILAS E NÍVEIS CONGLOMERÁTICOS NA BASE (Arenitos = reservatório de água subterrânea em poços rasos da região de Rio Claro)	CONTINENTAL: PLANÍCIE ALUVIAL E LACUSTRES. COLUVIÕES
	TERCIÁRIO		ITAQUERI		100	ARENITOS CONGLOMERÁTICOS E ARENITOS SILICIFICADOS / FERRICRETES	CONTINENTAL: LEQUES ALUVIAIS
MESOZOICA	CRETÁCEO	SÃO BENTO	SERRA GERAL		100	DERRAMES DE BASALTOS COM LENTES DE ARENITO NA BASE. DIQUES E SOLEIRAS DE DIABÁSIO (Basalto e diabásio = matéria-prima para brita)	MAGMATISMO FISSURAL
	JURÁSSICO		BOTUCATU		100	ARENITOS BEM SELECIONADOS COM GRÃOS BEM ARREDONDADOS E BEM ESFÉRICOS. POUCA ARGILA	CONTINENTAL DESÉRTICO
	TRIÁSSICO		PIRAMBÓIA		150	ARENITOS COM GRÃOS ARREDONDADOS E ESFÉRICOS. DIVERSOS NÍVEIS DE LAMITOS	Aquífero Guarani CONTINENTAL: FLUVIAL E DESÉRTICO
			CORUMBATAI		100	SILTITOS CONTENDO LENTES DE ARENITOS FINOS ARGILITOS, SILTITOS, ARENITOS FINOS, NÍVEIS DE CALCÁRIOS DOLOMITICOS E COQUINAS (Argilitos = matéria-prima para a indústria cerâmica da região de Rio Claro)	CONTINENTAL: LACUSTRE MISTO-PLANÍCIE DE MARE
PALEOZOICA	PERMIANO	PASSA DOIS	IRATI		40	FOLHELHOS, SILTITOS, FOLHELHOS PIROBETUMINOSOS, CALCÁRIOS DOLOMITICOS (Indícios de calcários na região do Arco de São João, Itapira e Piracicaba/Sulzebra)	MISTO-LAGUNA/PLATAFORMA
			TATUI		50	SILTITOS E SILTITOS ARENOSOS	MISTO-PLANÍCIE COSTEIRA/PLATAFORMA
		ITARARÉ	Grupo ITARARÉ (dividido no Estado de São Paulo)		900	ARENITOS, SILTITOS, VARVITOS E DIAMICTITOS (ALGUNS VERDADEIROS TILITOS) (Arenitos = reservatórios de água subterrânea em poços profundos da região)	CONTINENTAL: GLACIAL FLUVIAL LACUSTRE MISTO MARINHO (GLÁCIO-MARINHO)
			CARBONÍFERO	EMBASAMENTO			GRANITOS, MIGMATITOS, GNAISSES, XISTOS, QUARTZITOS
		Pré-Cambriano					

Figura 8: Coluna estratigráfica da Bacia do Paraná no Estado de São Paulo nos arredores de Rio Claro, Piracicaba e Limeira segundo Perinotto & Zaine (2008), mod. de Soares & Landim (1975).

O Supergrupo Tubarão, de idade permo-carbonífera, é constituído dos Grupos Itararé e Guatá. O primeiro é oriundo de sistemas deposicionais e ambientes variados, resultando em rochas mal-seleccionadas que representam a glaciação carbonífera e que atingem espessuras superiores a 1000 m na porção central da bacia (FRANÇA & POTTER, 1988). Para o Grupo Itararé, são reconhecidas fácies de diamictito, arenito fino a grossos, ritmito fino, lamitos e siltitos (ARAB *et al.*, 2009).

O Grupo Guatá é representado pela Formação Tatuí, de idade eopermiana, atingindo 130 m de espessura no sul do estado paulista. Essa formação representa o registro da sedimentação pós-glacial na porção nordeste da Bacia do Paraná (BARBOSA-GIMENEZ & CAETANO-CHANG, 2010) e é constituída por dois membros: membro inferior constituído por lamitos marrom-arroxeados e membro superior constituído por lamitos cinza-esverdeados, calcários e níveis de arenitos grossos e conglomerados, com clastos de sílex (ASSINE *et al.*,

2003). O paleoambiente desta unidade é marinho costeiro, com praias, barreiras, lagunas e planícies de maré (SOARES, 1972).

O Grupo Passa Dois engloba as Formações Irati e Corumbataí. A Formação Irati está situada no Permiano e registra o máximo da inundação no final do Paleozóico da Bacia do Paraná. Apresenta espessuras na ordem de 40 m, sendo 10 a 20 m representados pelo Membro Taquaral e 30 m pelo Membro Assistência (SCHNEIDER *et al.*, 1974). Segundo os mesmos autores, o Membro Taquaral consiste em argilitos, folhelhos e siltitos acinzentados depositados em ambiente marinho de águas calmas; o Membro Assistência compreende folhelhos pirobetuminosos cinza escuros a pretos com laminação paralela alternados a calcários, depositados em ambiente marinho de águas rasas com algumas restrições na bacia.

A Formação Corumbataí posiciona-se no Permiano Superior e possui espessura em torno de 130 m no Estado de São Paulo (SCHNEIDER *et al.*, 1974). A parte inferior consiste em argilitos, folhelhos e siltitos cinza-escuros depositados em ambiente marinho, em águas gradativamente mais rasas, em condições redutoras. A parte superior consiste em argilitos, folhelhos e siltitos arroxeados a avermelhados com intercalações de bancos carbonáticos (coquinas) e camadas de arenitos muito finos depositados em águas rasas, em condições oxidantes, sob influência de marés (SCHNEIDER *et al.*, 1974).

A Formação Pirambóia, de idade triássica, chega atingir 270 m em seções aflorantes na região de São Pedro (CAETANO-CHANG *et al.*, 2003). Constitui-se de arenitos médios e muito finos, silto-argilosos, com intercalações de finas camadas de argilitos e siltitos, com ocorrências locais de arenitos conglomeráticos com seixos de argila (SCHNEIDER *et al.*, 1974). Como esta unidade é objeto de estudo deste trabalho, será detalhada posteriormente.

O Grupo São Bento, de idade juro-cretácea, é constituído pelas Formações Botucatu e Serra Geral. A Formação Botucatu é de idade eojurássica e possui cerca de 150 m de espessura no Estado de São Paulo, apresentando como característica estratificações cruzadas planares de grande porte e tangenciais na base (SOARES, 1972) ou acanalada de médio a grande porte. É constituída por arenitos finos a médios, uniforme, boa seleção, avermelhados (ASSINE *et al.*, 2004) sendo o ambiente de deposição tipicamente eólico seco.

A Formação Serra Geral representa grande evento de vulcanismo fissural e intracratônico ocorrido durante o Mesozóico, relacionado à ruptura do supercontinente Gondwana e à abertura do Oceano Atlântico Sul durante o Cretáceo inferior (ZALÁN *et al.*, 1987). Essa formação compreende a sequência de derrames de lavas basálticas toleíticas, de textura afanítica, coloração cinza a preta, amigdaloidal no topo dos derrames e com juntas verticais e horizontais, com espessura máxima de 1529 m (SCHNEIDER *et al.*, 1974).

A Bacia Bauru é uma entidade geotectônica do Cretáceo Superior, sobreposta à região centro-norte da Bacia do Paraná. Sua gênese é relacionada à reativação de antigas estruturas do embasamento, com estabelecimento de ambiente de leques aluviais retrabalhados por rios entrelaçados (BATEZELLI *et al.*, 2007). Constituídos por rochas lamíticas e arenitos muito finos na base, gradando para arenitos finos a médios na porção intermediária e arenitos médios/grossos a conglomeráticos no topo (BATEZELLI *et al.*, 2007).

A Formação Itaqueri, de idade paleocênica-eocênica, pode atingir até 125 metros de espessura e compreende depósitos rudáceos de leques aluviais, cuja gênese está relacionada à evolução da Superfície de Aplainamento Japi (RICCOMINI, 1997). Englobam arenitos com matriz argilosa, folhelhos, conglomerados e níveis de arenito silicificado, com estratificações plano-paralelas e cruzadas (ALMEIDA & BARBOSA, 1953).

A Formação Rio Claro é de idade neo-cenozóica e foi assim denominada por Bjornberg & Landim (1966). Consiste em arenitos arcossianos mal consolidados, arenitos conglomeráticos e argilitos vermelhos (SCHNEIDER *et al.*, 1974). É caracterizada por fraca litificação e profunda alteração pedogenética, além de espesso solo arenoso (ZAINÉ, 1994). A espessura máxima é de 40 m, predominando valores entre 25 e 30 m. Schneider *et al.* (1974) atribui origem continental à Formação Rio Claro, em condições climáticas semi-áridas.

A Formação Santa Rita do Passa Quatro é uma designação proposta por Massoli (1981), constituindo-se de areias terciárias muito finas que apresentam ampla distribuição horizontal. Podem ser confundidas com o solo de alteração das formações Pirambóia e Botucatu por não apresentarem qualquer tipo de estrutura sedimentar. O autor indica gênese aluvial para os sedimentos da Formação Santa do Passa Quatro.

5.2 Sistema Aquífero Guarani (SAG)

Os arenitos das Formações Pirambóia e Botucatu são considerados como excelentes rochas reservatórios do Sistema Aquífero Guarani (SAG). O SAG ou Sistema Aquífero Mercosul (ARAÚJO *et al.*, 1995) é um aquífero de dimensões continentais (figura 9), constituindo-se no maior sistema de águas subterrâneas da América do Sul (HÖYNG *et al.*, 2013). Este grande recurso de água subterrânea se estende pelo Brasil, Paraguai, Argentina e Uruguai, totalizando área total de 1200000 km² (HÖYNG *et al.*, 2013), exibindo espessura média de 200 m na faixa de afloramentos da borda leste da Bacia do Paraná. As áreas de recarga direta do SAG no Estado de São Paulo situam-se a leste, englobando o município de Descalvado (GESICKI, 2007).



Figura 9: Distribuição do Aquífero Guarani no Brasil, Paraguai, Uruguai e Argentina. 1: Embasamento e unidades mais jovens; 2: Cadeia Andina; 3: Parte confinada do aquífero; 4: Parte aflorante, composta pelas Formações Pirambóia e Botucatu e unidades correlatas (CARNEIRO, 2007).

O SAG é confinado no topo pelos basaltos da Formação Serra Geral e, na base, pelos folhelhos da Formação Corumbataí, que constituem dois aquíferos. O confinamento do aquífero impõe, portanto, condições de artesianismo (água sob pressão) em quase toda a área, a partir de algumas dezenas de quilômetros de distância dos afloramentos (ROCHA, 1997).

O volume estocado é da ordem de $37\,000\text{ km}^3$ com recargas naturais diretas e indiretas estimadas em $166\text{ km}^3/\text{ano}$ e volume disponível para exploração da ordem de $40\text{ km}^3/\text{ano}$ (ASSINE *et al.*, 2004). As unidades que constituem as rochas reservatórios do SAG representam o registro estratigráfico de dois paleodesertos formados sob diferentes condições de umidade e subsidência, refletindo em alta heterogeneidade (ASSINE *et al.*, 2004) em seus parâmetros hidrodinâmicos, por exemplo (tabela 1).

Parâmetro		SAG -Bacia do Paraná	
		Fm. Botucatu	Fm. Pirambóia
Espessura (m)	Máxima	4 – 484	25 – 770
	Média	138	139
Porosidade		17 – 30%	14 – 24%
Condutividade Hidráulica média (m/dia)		8,7	1,9
Transmissividade (m ² /dia)		2,4 – 552	-
Coeficiente de Armazenamento		-	-

Tabela 1: Parâmetros hidrodinâmicos do SAG (ARAÚJO *et al.*, 1999 *apud* GASTMANS *et al.*, 2004).

5.3 Sistemas Petrolíferos da Bacia do Paraná

Os sistemas petrolíferos contidos na Bacia do Paraná foram objeto de estudo principalmente entre os anos de 1953 e 1974, sendo alvo prospectivo de acumulações de petróleo e gás de grandes companhias petrolíferas. Segundo Yoshida & Gama Jr. (1982), foram perfurados 71 poços e aplicação de métodos como aeromagnetometria, gravimetria e sísmica de reflexão. Apesar da ocorrência de potenciais rochas reservatórios, alguns aspectos geológicos (ou a falta deles) tornaram esses estudos economicamente discutíveis, uma vez que a Bacia não apresenta todos os elementos necessários para a acumulação e preservação dos hidrocarbonetos. Alguns desses aspectos podem ser exemplificados pelo tipo de estruturação apresentado pela Bacia - não apresentando as armadilhas estruturais acumuladoras necessárias - e a uniformidade dos pacotes sedimentares e relação temporal inadequada para a geração de hidrocarbonetos (YOSHIDA & GAMA JR., 1982).

As bacias sedimentares paleozóicas brasileiras, de modo geral, apresentam rochas devonianas e permianas potencialmente favoráveis para geração de hidrocarbonetos e são considerados sistemas atípicos, dado sincronismo dos processos de geração e migração de hidrocarbonetos com eventos de magmatismo (ARAÚJO *et al.*, 2000). O magmatismo é acompanhado pelo aumento da temperatura da bacia nos arredores da intrusão, produzindo aquecimento das rochas geradoras e possibilitando a maturação da matéria orgânica nela contida (THOMAZ-FILHO *et al.*, 2008).

Na borda leste da Bacia do Paraná são descritas aproximadamente 25 ocorrências de arenitos asfálticos, mais precisamente no Estado de São Paulo na região dos municípios de Anhembi, Bofete, Guareí e Angatuba (ARAÚJO *et al.*, 2003). Esses arenitos asfálticos estão relacionados com o sistema petrolífero “Irati-Pirambóia”.

5.3.1 Sistema Petrolífero Irati-Pirambóia

O Sistema Petrolífero Irati-Pirambóia ocorre no centro-leste e sul do Estado de São Paulo em várias acumulações aflorantes (ARTUR & SOARES, 2002) (figura 10) que estão relacionadas a condicionantes estratigráficos, estruturais e geomorfológicos (ARAÚJO *et al.*, 2003). Das ocorrências de arenitos asfálticos estudados por Araujo *et al.* (2003), cerca de 90% estão espacialmente próximas de altos estruturais e localizam-se em áreas cujas cotas topográficas variam de 400 até 700 metros.

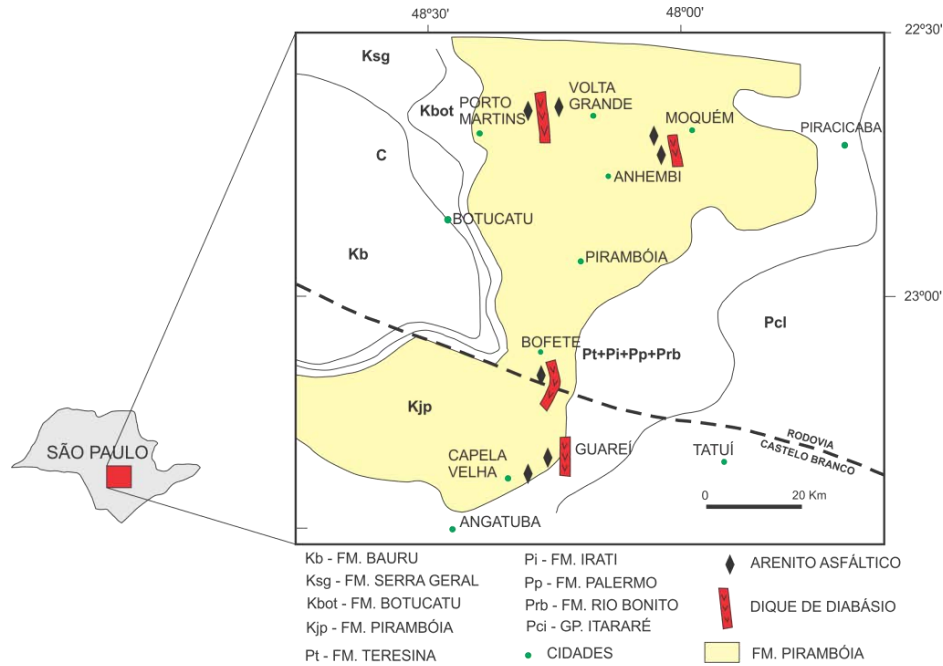


Figura 10: Exsudações de óleo na Formação Pirambóia da Bacia do Paraná, no leste do Estado de São Paulo (THOMAZ-FILHO *et al.*, 2008 modificado de THOMAZ-FILHO, 1982)

Este sistema petrolífero é constituído pelas rochas ricas em matéria orgânica do Membro Assistência da Formação Irati, pelas rochas reservatórios da Formação Pirambóia e pelas rochas magmáticas basálticas atuando como rochas selantes. Fácies de interduna e fluviais pelíticas da Formação Pirambóia agiram como armadilhas horizontais, enquanto os diques básicos agiram como armadilhas verticais (ARAÚJO *et al.*, 2003).

A Formação Irati, apesar de possuir fraco potencial de geração de hidrocarbonetos em termos de volume (ARTUR & SOARES, 2002) reúne as condições mínimas de geração de óleo, mas restrita nas porções centrais da bacia onde estaria dentro da janela de geração (GOULART & JARDIM, 1982 *apud* ARTUR & SOARES, 2002). Os folhelhos do Membro Assistência são os melhores geradores da bacia (Zalán *et al.*, 2000 *apud* Artur & Soares, 2002) com geração de inúmeros pulsos de migração (ARAÚJO *et al.*, 2000).

As fácies fluviais e eólicas da Formação Pirambóia atuam como importante componente nesse sistema petrolífero. Segundo Araujo *et al.* (2004), a ação cimentante dos hidrocarbonetos fornecem coesão aos arenitos de granulometria média a grossa, grãos de esfericidade moderada, subarredondados com contatos côncavo-convexos. Segundo os mesmos autores, apesar do arenito apresentar pequenas fissuras abertas preenchidas por óleo, a distribuição do hidrocarboneto no arenito não é sempre homogênea devido às diferentes estruturas sedimentares dos arenitos que causam variações na permeabilidade e porosidade.

O óleo que ocorre na região de Anhembi (SP) migrou a partir da Formação Irati para os arenitos da Formação Pirambóia ao longo do contato do dique de diabásio com as rochas

sedimentares, uma vez que o conteúdo de óleo no arenito cresce progressivamente na medida em que se distancia do dique (THOMAZ-FILHO, 2008). Além disso, o maior teor de óleo nos intervalos estratigráficos mais rasos é indicativo que a distribuição do óleo obedeceu à melhor permo-porosidade do arenito nas regiões com menor pressão hidrostática (THOMAZ-FILHO, 2008). Em Anhembi, as rochas psamíticas da Formação Pirambóia apresentam volume cubado de aproximadamente 5.712.000 barris de óleo, que é caracterizado por ser imaturo, pesado, viscoso (cerca de 5° API), com médio a alto teor de enxofre (2 a 3% em peso) (THOMAZ-FILHO, 1982). A figura 11 ilustra a migração de óleo da rocha geradora para os arenitos da Formação Pirambóia na região de Anhembi (SP).

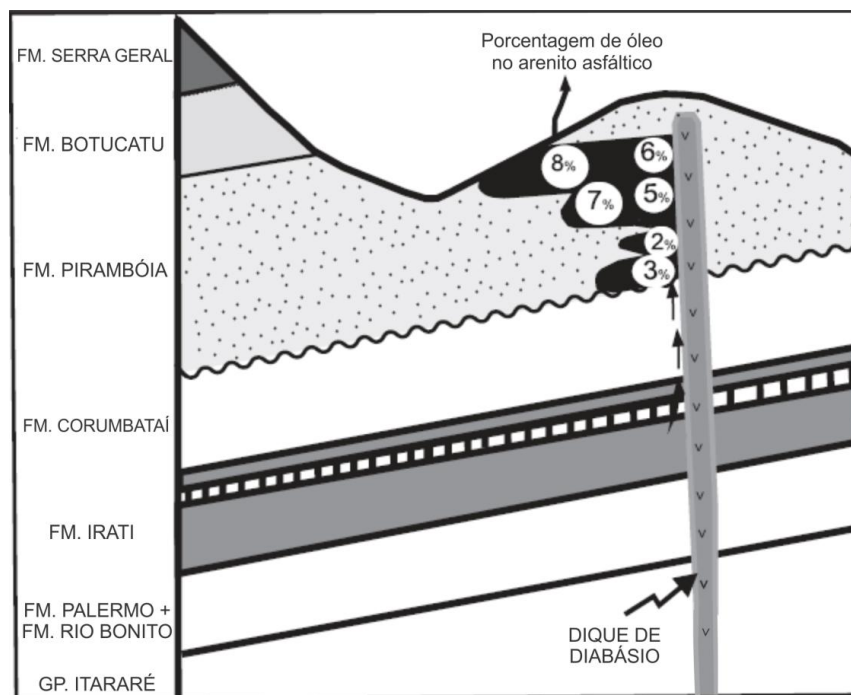


Figura 11: Migração de óleo da Formação Irati para os arenitos reservatórios da Formação Pirambóia na exsudação de óleo de Anhembi, São Paulo (THOMAZ-FILHO *et al.*, 2008 modificado de THOMAZ-FILHO, 1982).

O sistema petrolífero Irati-Pirambóia tem comprovada a geração de óleo e conta parcialmente com todos os elementos geológicos necessários. Assim como apontado por Artur & Soares (2002), esse sistema apresenta rochas geradoras muito distantes dos reservatórios, o que passa a exigir uma longa migração vertical. Além disso, esse sistema peca pela falta de bons selantes; nesse caso, os únicos com certo potencial seriam os arenitos argilosos intraformacionais da Formação Pirambóia. Rochas intrusivas na forma de sills espessos constituem bons selantes quando na margem de zonas de falhas e têm uma distribuição generalizada, atingindo cerca de 80% da bacia. Entretanto, os níveis preferenciais de intrusão são nas próprias geradoras.

6. ARENITOS MESOZÓICOS DA BACIA DO PARANÁ

O pacote mesozoico da Bacia do Paraná é representado, da base para o topo, pelas Formações Pirambóia, Botucatu e Serra Geral. As duas primeiras consistem em extensos pacotes siliciclásticos que antecedem o grande evento de vulcanismo básico fissural. Os arenitos mesozóicos representam importantes unidades litoestratigráficas que compõem o Sistema Aquífero Guarani (SAG) e, no caso particular da Formação Pirambóia, rochas reservatórios que hospedam os hidrocarbonetos gerados pela Formação Irati.

O município de Descalvado (SP) está geologicamente inserido no flanco nordeste da Bacia do Paraná e apresenta exposições rochosas mesozóicas do Grupo São Bento e cenozóicas da Formação Santa Rita do Passa Quatro (IG, 1984), como é possível observar na figura 12. Neste capítulo serão abordados os pacotes areníticos mesozoicos da Bacia com foco na Formação Pirambóia, objeto de estudo deste trabalho.

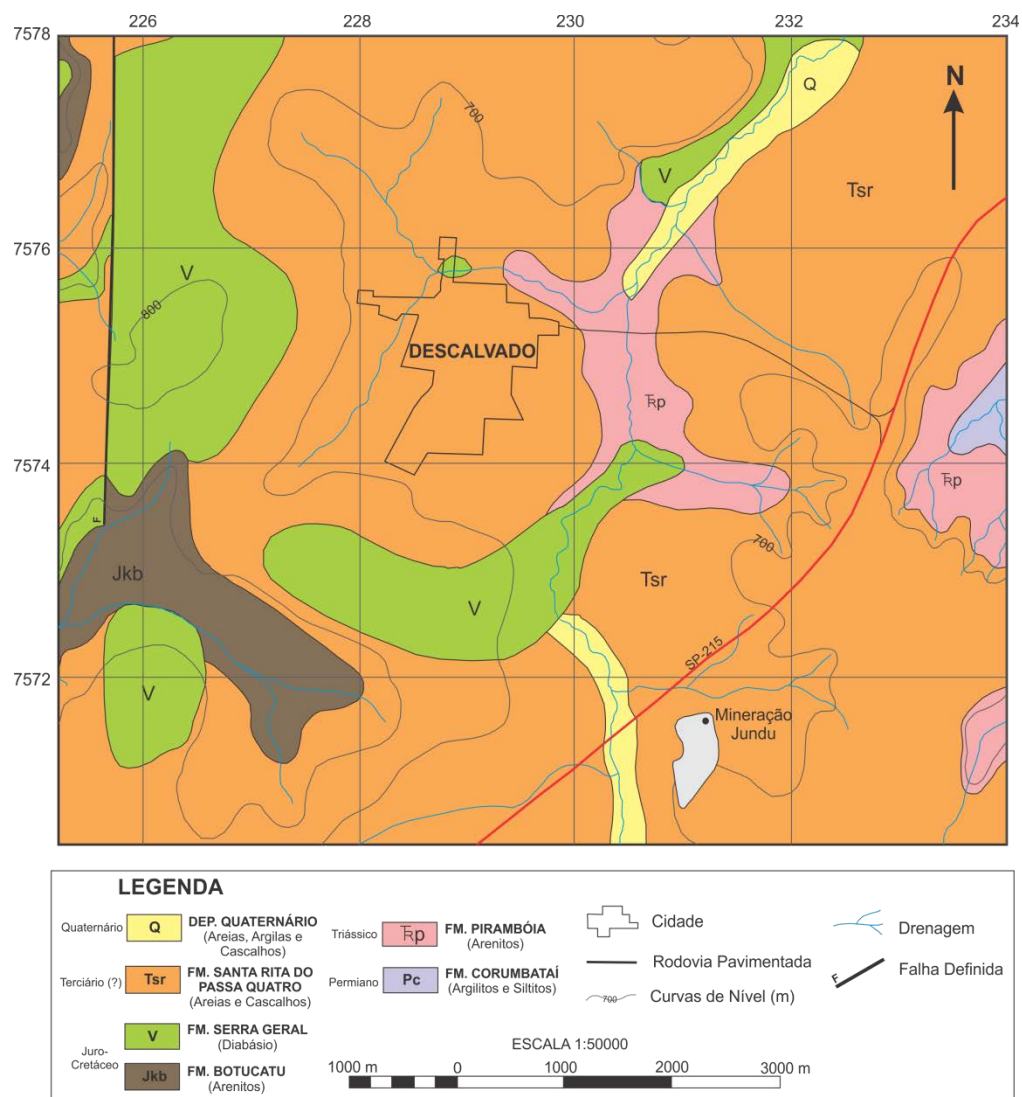


Figura 12: Mapa geológico da Folha de Descalvado (Folha SF.23-V-C-IV-4), adaptado de Instituto Geológico (1984).

6.1 Formação Pirambóia

6.1.1. Breve Histórico

As rochas sedimentares mesozoicas da Bacia do Paraná têm sido objeto de estudo desde o fim do século 19, quando Gonzaga de Campos (1889, *apud* Schneider *et al.*, 1974) utilizou pela primeira vez o termo “Botucatu” para expressar todo pacote psamítico com cruzadas de grande porte, sotopostos ou intercalados a derrames basálticos que ocorrem na Serra de Botucatu (SOARES, 1973). O conteúdo desta designação foi estritamente litológico, não sendo adotado nenhum critério estratigráfico (SOARES, 1973). Posteriormente, o termo “Camadas Pirambóia” foi introduzido por Pacheco (1927) para referir argilitos, siltitos e arenitos argilosos aflorantes nos arredores do município de Pirambóia. O autor definiu a unidade “Greze de Pirambóia” como unidade exclusivamente arenosa que constituiria a porção inferior do Triássico no Estado de São Paulo (MATOS, 1995).

Com a evolução do conhecimento acerca dos arenitos infrabasálticos da Bacia do Paraná, muitas modificações foram realizadas principalmente no que diz respeito à diferenciação e separação das Formações Pirambóia e Botucatu. Muitos impasses em relação a essas formações sobrevivem até os dias de hoje, assim como o limite que as separa e acerca de seus ambientes deposicionais.

Na década de 1930, Oliveira (1930, *apud* COTTAS *et al.*, 1986) defendeu que as características litológicas com que se pretendia distinguir o Arenito Pirambóia e Arenito Botucatu não são constantes, e que o primeiro nada mais é que a parte inferior do Arenito Botucatu, não sendo preciso dar dois nomes à mesma Formação. No mesmo ano, Washburne sugeriu a separação dessa unidade em Camadas de Pirambóia (pacote inferior, tida como subaquosa) e Arenitos de Botucatu (pacote superior e composto por arenitos eólicos), gerando umas das melhores caracterizações na época.

Posteriormente, Almeida & Barbosa (1953) chegaram a reconhecer o Arenito Pirambóia como sendo pacote essencialmente fluvial assim como levantado por Washburne (1930). Porém, fizeram menção de somente poucos metros a esse pacote atribuindo a quase totalidade da unidade formada por arenitos eólicos com intercalações de sedimentos lacustres e sedimentos basálticos (“Fácies Santana”) (CAETANO-CHANG, 1997) ao Arenito Botucatu. Semelhante a Almeida & Barbosa (1953), Bósio (1973) designou como Formação Botucatu todo o pacote arenoso, considerando-a como subdividida em duas fácies: a inferior, Pirambóia, compreendendo sedimentos predominantemente aquosos, e a superior, Botucatu, correspondente arenitos eólicos.

Até então, muitos autores usavam designações como fácies ou litotipo para designar a unidade Pirambóia, considerando toda a sequência pré-vulcânica mesozóica como pertencente à “Formação Botucatu”. Foi somente na década de 70 que toda essa seção foi caracterizada em dois pacotes distintos por Soares (1973), sendo denominado de “Formação Pirambóia” o pacote essencialmente fluvial e de “Formação Botucatu” o pacote essencialmente eólico, atribuindo, portanto, os arenitos Pirambóia o *status* de formação.

A partir de então, conhecimentos acerca do pacote mesozóico da Bacia do Paraná e, em particular a Formação Pirambóia, passaram por várias reavaliações. Com o estabelecimento de critérios para identificação de fácies eólicas e a evolução do conhecimento acerca do tema (CAETANO-CHANG, 2003), autores como Caetano-Chang *et al.* (1991), Caetano-Chang & Wu (1993) e Caetano-Chang (1997) apontaram para a Formação Pirambóia dominância eólica em sua sedimentação, com presença e predomínio de estruturas típicas desse tipo de deposição (interdunas e lençóis de areia, cortadas por canais fluviais temporários) e com as fácies subaquosas subordinadas (GIANNINI *et al.*, 2004).

6.1.2. Distribuição Geográfica

Os arenitos das Formações Pirambóia e Botucatu e de unidades correlatas existentes no oeste do Uruguai, leste do Paraguai e nordeste da Argentina distribuem-se por área de aproximadamente 1.300.000 km² (ASSINE *et al.*, 2004). A Formação Pirambóia teve sua seção tipo proposta por Soares (1975) e empilhada ao longo da Rodovia Marechal Rondon, no Estado de São Paulo.

Apresenta faixa contínua de afloramentos por todo Estado de São Paulo até o sul do Estado do Paraná, aflorando ao longo de toda Depressão Periférica Paulista. A Formação Pirambóia desaparece na faixa de afloramentos do Estado de Santa Catarina, onde a Formação Botucatu assenta-se diretamente sobre estratos neopermianos da Formação Rio do Rasto (ASSINE *et al.*, 2004). No Estado de São Paulo, a área de afloramentos da Formação Pirambóia constitui faixa de direção aproximada NNE-SSW, com largura variável desde cerca de 4 km, no sudoeste do estado próximo ao limite com o Paraná, até o máximo de aproximadamente 130 km, no centro-leste paulista (GESICKI, 2007).

6.1.3. Fácies Sedimentares

Em trabalhos realizados na década de 50 por Almeida (1953, 1954), as fácies eólicas que englobavam o Deserto Botucatu seriam constituídas por arenitos finos e médios, bem selecionados, enquanto as fácies fluviais (Arenito Pirambóia) seriam compostas por arenitos finos a grossos, localmente seixosos e com pouca presença de finos. Fulfaro & Bósio (1968)

admitiram que parte do Arenito Botucatu seria formado por depósitos subaquáticos que passaram por processos de retrabalhamento em “bacias intradesérticas”.

Soares (1973) descreveu para a Formação Pirambóia dois membros: um inferior com predomínio de fácies argilosa com estratificações plano-paralela e cruzada acanalada de pequeno porte; um superior, com disposição dos bancos de arenitos pouco argilosos sucedidos por bancos de arenitos muito argilosos, lamitos e argilitos arenosos em repetição cíclica. Essa intercalação seria resultante da alternância de fácies de canal fluvial (cruzadas) e de transbordamento fluvial (plano-paralelas), depositadas em sistema fluvial tipo meandrante.

Para Schneider *et al.* (1974) e Lavina (1989), a Formação Pirambóia constitui-se de sequência composta por arenitos esbranquiçados, amarelados e avermelhados, médios e finos/muito finos, silto-argilosos, grãos polidos, subangulares e subarredondados com estratificações cruzadas planares a acanaladas de porte pequeno a grande. Esse pacote possui intercalações de finas camadas mais argilosas com estratificação plano-paralela. Segundo Schneider *et al.* (1974), localmente ocorrem arenitos conglomeráticos com seixos de argila e na porção basal da formação, uma camada areno-argilosa com seixos angulares de sílex.

Assine *et al.* (1995) identificaram fácies de canais fluviais, constituídas por arenitos finos a grossos, também conglomeráticos, com estratificações cruzadas tabulares planares e acanaladas, com granodecrescência ascendente, ocorrendo associadas lateralmente e verticalmente a fácies de dunas eólicas. Essas, por sua vez, são predominantes e caracterizadas por arenitos finos a médios, com estratificações cruzadas tangenciais na base e acanaladas, dispostos em *sets* de meio a cinco metros. Para Briguetti *et al.* (1995), depósitos eólicos são comuns desde o contato com a Formação Corumbataí, ocorrendo associados a fácies fluviais, até o topo da unidade, onde constituem campos de dunas de grande porte.

Arenitos grossos e conglomeráticos da porção superior da Formação Pirambóia são denominados por Caetano-Chang *et al.* (2006) como Arenitos Itirapina, constituindo depósitos resultantes do estabelecimento de leques aluviais em áreas próximas à borda leste da bacia, ao final da sedimentação Pirambóia. Segundo os mesmos autores, tratam-se de arenitos mal selecionados, com granulometria variando de muito fina a muito grossa, com níveis conglomeráticos, exibindo estratificações cruzadas acanaladas, geralmente de médio porte. Esses arenitos conglomeráticos também foram identificados no trabalho de Assine *et al.* (1995), porém posicionados de maneira mais significativa na metade superior da unidade.

Segundo Caetano-Chang *et al.* (2006), os arenitos Itirapina em Itirapina e Descalvado revelam a dominância de depósitos fluviais grossos, intercalados subordinadamente por depósitos eólicos de dunas, interdunas e lençóis de areia. Através de levantamentos realizados

na Mineração Jundu S.A, os mesmos autores identificaram depósitos subjacentes de dunas eólicas, representados por arenitos finos a médios, bem selecionados, com grãos variando de subangulares e subarredondados (menores) a bem arredondados (maiores), exibindo estratificações cruzadas de médio porte, tangenciais na base, formados por fácies de *foresets* de avalanche e de base de *foresets*, com bimodalidade distinta. Intercalam lentes de fácies de interdunas (sabkha-interduna), compostas por arenitos predominantemente finos, subordenadamente médios. Os sedimentos sobrejacentes são representados por arenitos conglomeráticos e conglomerados fluviais que exibem incipiente estratificação cruzada, com seixos arrançados segundo a estrutura, mas, em geral, desorganizados.

6.1.4. Relações de contato

Apesar de abundantes estudos atuais que diferenciam e caracterizam os arenitos Pirambóia e Botucatu como pacotes distintos pelas suas diferentes características faciológicas e paleoambientes deposicionais, ainda não há um consenso acerca da relação de contato entre as duas unidades, gerando, assim, posições diferentes de diversos autores.

Para Soares (1973), o contato da Formação Pirambóia com a Formação Botucatu é caracterizado por mudanças litológicas graduais, ou por meio de discordância erosiva, quando a Formação superior inicia-se por arenitos conglomeráticos por meio de um conglomerado basal. Vieira & Maingué (1972, *apud* SCHNEIDER *et al.*, 1974) consideram o contato entre as Formações Pirambóia e Botucatu como sendo discordante, apoiado na ocorrência de uma camada conglomerática de 5 m de espessura na base da Formação Botucatu.

Para Caetano-Chang *et al.* (1995), a separação entre as Formações Pirambóia e Botucatu é marcada por extensa superfície de peneplanização (processos erosivos que regularizam uma superfície topográfica) via deflação eólica.

No que diz respeito ao contato inferior entre os argilitos da Formação Corumbataí e os arenitos da Formação Pirambóia, Soares (1973), analisando diversos afloramentos da porção nordeste da Bacia do Paraná, conclui que “*o caráter discordante entre o Pirambóia e o Permiano em São Paulo não pode ser posto em dúvida, tantas são as evidências de que em toda região o Teresina (Formação Corumbataí) foi exposto à erosão no tempo Pré-Pirambóia*”. Lavina (1989) aponta para a porção nordeste de São Paulo relações de contato duvidosas, parecendo ocorrer um hiato separando as duas unidades.

6.1.5. Correlação com o sul do Brasil

A correlação da Formação Pirambóia com a região sul é razão de controvérsias. Segundo Andreis *et al.* (1980), a Formação Pirambóia seria correlacionável às formações

Santa Maria (siltitos e sedimentos pelíticos, depositados em ambiente de rios e lagos) e Caturrita (camadas de arenitos finos a médios, de cor cinza claro de composição quartzosa, de ambiente fluvial), enquanto que para Lavina & Faccini (1993) seria correlacionável à Formação Sanga do Cabral (composta essencialmente por arenitos de sistema fluvial de baixa sinuosidade) todas essas sendo pertencentes ao Grupo Rosário do Sul, Triássica.

Lavina (1989), através de correlações estratigráficas, sugeriu que a Formação Pirambóia represente apenas uma variação lateral e vertical do sistema lacustre da Formação Rio do Rasto, representando o início da superposição dos depósitos eólicos.

6.1.6. Conteúdo Fossilífero e Geocronologia

Ocorrências fossilíferas na Formação Pirambóia são localizadas e os fósseis descritos podem ter grande distribuição no tempo geológico (SOARES, 1973). Os sedimentos flúvio-eólicos mesozóicos da Bacia do Paraná são carentes de fósseis com valor cronoestratigráfico, gerando correlações conflitantes e diferentes interpretações para as unidades que envolvem o limite Permo-Triássico e a própria definição desse limite (SOARES *et al.*, 2008)

Almeida (1950, *apud* SOARES, 1973) descobriu e estudou os depósitos em Fartura e na Serra da Santana, apresentando uma fáunula de conchóstracos e ostracóides do Mesozóico. Os mesmos fósseis são registrados por Schneider *et al.* (1974), incluindo a ocorrência de restos vegetais. Na região de Serrana (SP) foram descritos, além dos crustáceos de água doce, vegetais fósseis de *Lycopodiopsis derby* que ocorrem no pacote superior da Formação Pirambóia e comumente encontrado nas camadas do topo do Grupo Passa Dois em São Paulo (SOUZA *et al.*, 1972 *apud* SOARES, 1973). O achado fossilífero permitiria, assim, propor a hipótese de inexistência de hiato deposicional entre o Grupo Passa Dois e a base da Formação Botucatu (FÚLFARO, 1972).

Dada à escassez de fósseis na Formação Pirambóia, sua idade é inferida através da correlação com unidades do sul melhor providas de registros fósseis ou através da idade das unidades sotopostas e sobrepostas com melhor precisão cronológica (GIANNINI *et al.*, 2004). Soares (1973), baseando-se na correspondência da idade da Formação Santa Maria com a da Formação Serra Geral (o limite superior da idade da primeira corresponde à idade da segunda), em dados geocronológicos obtidos a partir de fósseis descritos por Almeida (1950) e Souza *et al.* (1972), no ciclo de sedimentação pós-glacial e no período da peneplanização Pirambóia, situou a Formação Pirambóia entre o Jurássico Superior e o Triássico Superior.

Segundo Lavina (1989), a sedimentação da Formação Pirambóia na parte nordeste do Estado de São Paulo pode ter iniciado mais tardiamente em relação ao Estado do Paraná, o

que seria explicado por episódio de queda relativa do *onlap* costeiro. Em nova fase de elevação relativa do *onlap* costeiro, a sedimentação nestas regiões voltou a ocorrer. Assim sendo, esse autor estimou a idade da Formação Pirambóia do Permiano Superior (Tatariano) a Triássico Inferior (Scythiano), através da correlação com a Formação Rio do Rasto.

Soares (1973) posiciona a parte superior da Formação Botucatu e a Formação Serra Geral, contemporâneas, como Triássico Superior. Rohn (1994) atribui para as unidades subjacentes à Formação Pirambóia (Grupo Passa Dois) idade permiana a eotriássica. Turner *et al.* (1994) indicam para a interdigitação dos derrames vulcânicos com a Formação Botucatu idade do início do Cretáceo. Nesse raciocínio, a sedimentação da Formação Pirambóia estaria entre o Triássico inferior com limite no Triássico superior.

Em trabalho mais recente, Giannini *et al.* (2004) reforçam que para autores que assumem discordância erosiva limitando a base da formação, a sedimentação Pirambóia teria iniciado no Triássico ou Jurássico. Pela ausência de consenso acerca do caráter do contato entre as Formações Pirambóia e Botucatu, não existem idades precisas nem consensuais para o início e o fim da sedimentação Pirambóia. Assim sendo, de aceitação geral, tem-se que os depósitos desta unidade representam algum intervalo situado entre o Permiano e o Eocretáceo.

6.1.7. Interpretação Paleoambiental

Apesar da interface entre sistemas deposicionais eólico e fluvial que historicamente atribuiu-se aos arenitos mesozóicos da Bacia do Paraná, a Formação Pirambóia sempre esteve associada com depósitos aquosos. Bósio (1973) propôs origem fluvial para os depósitos da fácies Pirambóia, em que os depósitos com estratificação cruzada seriam representativos de canal fluvial e aqueles com estratificação plano-paralela seriam de planície de inundação em um sistema fluvial tipo entrelaçado. A partir de medidas de mergulho de estratificação cruzada que indicavam bimodalidade nos sentidos de mergulho, Soares (1973) concluiu que a deposição da Formação Pirambóia deu-se em sistema fluvial do tipo meandrante, explicando a repetição cíclica dos depósitos de canal e de transbordamento como variação do nível base do canal em razão da subsidência e acreção vertical.

Assim como Soares (1973), Schneider *et al.* (1974) - a partir das características litológicas e sedimentares da Formação Pirambóia - indicam origem continental fluvial com depósitos de rios meandrantas. Porém, também consideram a participação de pequenas lagoas associadas, em condições climáticas oxidantes.

Ao contrário do que tinha sido dito até então, Lavina (1989) levantou a possibilidade de modelo de sedimentação eólica para a Formação Pirambóia, evidenciado pela presença de

arenitos finos com estratificações cruzadas de grande a médio porte, onde cada lâmina é muito bem selecionada (embora a granulometria possa variar de uma lâmina para outra). Estas características seriam compatíveis com modelo de sedimentação eólica, onde as litologias pelíticas representariam a acumulação de lamelas por suspensão em lagoas temporárias. Fácies fluviais seriam representadas pelos conglomerados, arenitos muito grossos a grossos e os arenitos médios e finos com grânulos ou intraclastos pelíticos dispersos no interior da laminação, indicando atuação de correntes efêmeras durante os períodos de inundação.

Visando uma reavaliação das conclusões expostas por Lavina (1989), Caetano-Chang *et al.* (1991) apresenta a caracterização genética das diferentes fácies descritas para a Formação Pirambóia na região de São Pedro, englobando três subambientes eólicos principais e suas fácies resultantes, a ser: dunas, lençóis de areia e interdunas. O cenário paleogeográfico levantado por Assine *et al.* (1995), por sua vez, é interpretado como sendo de rios entrelaçados provindos de leste, avançando e dissipando-se em direção a oeste, onde o vento retrabalhando as areias edificava grandes campos de dunas. As fácies de canais fluviais são representadas por arenitos com seixos dispersos, às vezes conglomeráticos, intercalados entre as fácies eólicas, evidenciando a ocorrência de interação flúvio-eólica durante a deposição dos sedimentos que deram origem aos sedimentos da Formação Pirambóia (ASSINE *et al.*, 2004). A presença marcante de depósitos de interduna úmida é interpretada por Assine *et al.* (2004) como sendo representantes de sistema eólico úmido, onde podem ter ocorrido lagoas.

Segundo Caetano-Chang *et al.* (1995) a sedimentação da Formação Pirambóia é caracterizada pela deposição em múltiplos campos de dunas, sob condições de saturação em areias. Grande parte dos depósitos teria se formado, assim, por agradação em interdunas úmidas, sendo acompanhada pela sedimentação eólica em dunas cavalgantes. O paleoambiente proposto por Caetano-Chang *et al.* (1991) foi mantido, com sedimentação eólica expressa por associação de depósitos de dunas, interdunas e lençóis de areia entremeados por depósitos fluviais subordinados.

6.2 Formação Botucatu

Campos (1889, *apud* SCHNEIDER *et al.*, 1974) introduziu o termo "Botucatu" na literatura geológica da Bacia do Paraná, denominando arenitos que constituem a serra de mesmo nome, localizada no Estado de São Paulo. O autor designou "Grês de Botucatu" os arenitos com estratificação cruzada de grande porte que recobriam as camadas paleozóicas e que nas partes mais altas se intercalavam com as rochas eruptivas que constituíam a Serra Geral (COTTAS *et al.*, 1986).

A Formação Botucatu estende-se por toda Bacia do Paraná, ocorrendo mais comumente em estreita faixa no Estado de São Paulo, onde sua espessura média é de 60m em seções aflorantes (CAETANO-CHANG, 1997). Como já discutido, o contato entre as Formações Pirambóia e Botucatu é de difícil distinção e é considerado por Cottas *et al.* (1986) como marcado por uma passagem gradacional de fácies fluvial para eólica, considerando o contato discordante e marcado pela ocorrência de um conglomerado basal.

A Formação Botucatu é constituída basicamente por arenitos quartzosos avermelhados, finos a médios, friáveis, com grãos foscos e geralmente arredondados (SCHNEIDER *et al.*, 1974), normalmente silicificados (BONGIOLO *et al.*, 2011) com estratificação cruzada, planar ou acanalada, de médio a grande porte (campos de dunas eólicas), com raras intercalações de arenitos com estratificação plano-paralela (interdunas secas) apresentando alternâncias de arenitos finos/médios, resultando em bimodalidade textural (ASSINE *et al.*, 2004).

Cottas *et al.* (1986) consideram a Formação Botucatu subdividida em duas fácies: a fluvial na base e a eólica no topo, podendo eventualmente não estar presente uma delas. Para os autores, a Formação Botucatu representa diversos sub-ambientes de um imenso deserto climático, de aridez crescente, que sucedeu ambientes sub-aquosos predominantes no início da deposição desta Formação. Autores como Schneider *et al.* (1974) também fazem menção à contribuição, na parte basal da formação, de sedimentação fluvial.

Já para Caetano-Chang *et al.* (1995) na Formação Botucatu há domínio da deposição em ambiente eólico em condições de plena saturação de areia, conduzindo o registro de monótonas sucessões de depósitos de dunas e de interdunas secas. Segundo os mesmos autores, as características dos sedimentos da unidade indicam condições de elevada aridez, onde o cavalgamento de dunas constituiu-se no principal processo de acumulação. Assim sendo, o paleodeserto Botucatu representaria um grande sistema eólico seco, caracterizado por nível freático constantemente baixo (ASSINE *et al.*, 2004). Em trabalho mais recente, Bongioio *et al.* (2011) também apontam origem eólica para os arenitos silicificados da Formação Botucatu, representando uma fase de caráter desértico no contexto da evolução geológica regional concomitante aos fenômenos que afetaram a Bacia do Paraná.

Através de datação de basaltos realizadas por Cordani & Vandomos (1967, *apud* ASSINE *et al.*, 2004) a Formação Botucatu passou a ser considerada de idade jurássica (entre 119 e 147Ma, concentrados entre 120 e 130Ma), com topo no limite Jurássico/Cretáceo.

7. CONTEXTUALIZAÇÃO TEÓRICA

7.1 Ambiente de Sedimentação Fluvial

Os depósitos aluviais são bastante representativos no registro estratigráfico (SCHERER, 2008), onde os rios têm sido reconhecidos como os principais meios pelos quais os sedimentos são transferidos através da superfície da Terra para o seu local de deposição (COLLINSON, 1996). A natureza da assembleia fluvial - a composição de litofácies, o registro estratigráfico vertical e arquitetura - reflete uma interação de muitos processos, desde a peregrinação de canais individuais através de uma planície de inundação, com os efeitos em longo prazo de levantamento e subsidência (MIALL, 2006).

7.1.1 Processos Fluviais

Os sistemas fluviais são caracterizados por processos de erosão, deposição e de complexas interações entre eles, configurando a morfologia aluvial e os depósitos característicos do sistema fluvial (COLLINSON, 1996, SCHERER, 2008). Os processos erosivos estão intrinsecamente associados à dinâmica fluvial (SCHERER, 2008), proporcionando a expansão e a mudança de posição de canais através da combinação de incisão vertical e de migração lateral (COLLINSON, 1996).

Os processos de transporte e deposição são representados principalmente por mecanismos como fluxo de detritos, carga de fundo e carga de suspensão. Os fluxos de detritos são fluxos plásticos, móveis, laminares, com alta densidade da mistura sedimento-água e que possuem grande resistência à deformação e ‘congelam’ somente se aplicado cisalhamento (COLLINSON, 1996) ou quando a lubrificação dos grãos é cessada (SCHERER, 2008), resultando em depósitos mal selecionados com clastos de diversos tamanhos separados por matriz areno-siltica-argilosa (SCHERER, 2008).

Na carga de fundo, as correntes trativas correspondem ao movimento e transporte dos grãos de areia, sendo os grãos maiores por arrasto e rolamento e os grãos menores, por saltação. O movimento dos grãos de areia causa no leito uma série de deformações que incluem marcas onduladas, dunas 2D e 3D (com o aumento progressivo da velocidade do fluxo) e estratos de leito plano e antidunas (com valor crítico da velocidade de fluxo). Por fim, a carga de suspensão é resultado da turbulência do fluxo e é o tipo de transporte característico principalmente de rios cuja carga sedimentar é predominantemente siltico-argilosa, ocorrendo deposição em regiões de baixa energia (SCHERER, 2008).

7.1.2 Tipologia de Canais Fluviais

A morfologia do canal fluvial é o principal agente controlador na geometria dos depósitos fluviais (RICCOMINI, 1993). Os canais podem ser classificados com base na sua carga sedimentar transportada ou na sua morfologia. Quanto à primeira classificação, os rios são classificados em carga de fundo (*bed-load*), carga mista (*mixed-load*) e carga de suspensão (*suspended-load*) (SCHUMM, 1972). Segundo a morfologia de canais, estes podem ser subdivididos em entrelaçado, meandrante, anastomosado e reto (figura 13). Estes padrões são também caracterizados em função dos parâmetros como sinuosidade, grau de entrelaçamento e relação entre largura e profundidade (MENEZES, 2004).

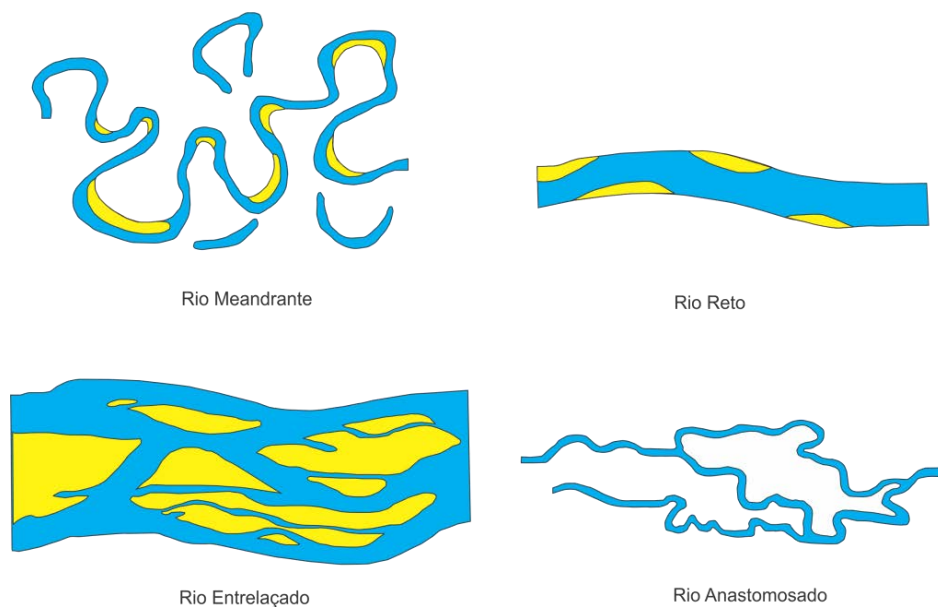


Figura 13: Os quatro tipos principais de rios (MIALL, 1977).

Os modelos meandrante e entrelaçado são considerados como os membros extremos do sistema fluvial. São comuns modelos com características intermediárias como os apresentados por Miall (1985), englobando 12 modelos resultantes da combinação de diferentes controles geomorfológicos e deposicionais. A passagem gradativa de um determinado padrão de canal para outro pode ser controlada pelo aumento da carga de fundo, por exemplo. Esse aumento pode transformar um sistema meandrante em anastomosado, enquanto que, por aumento da carga de sedimentos, o sistema retilíneo pode transforma-se em entrelaçado (RICCOMINI, 1993).

Quando individualizada com o *status* de Formação, a Formação Pirambóia foi considerada como produto da dinâmica fluvial de rios meandrentes (SOARES, 1973, SCHNEIDER, 1974), conclusão esta que posteriormente foi submetida à reavaliação a partir

de trabalhos realizados por diversos autores (BÓRIO, 1973, ASSINE *et al.*, 1995, CAETANO-CHANG, 1997), que apontam associação com rios entrelaçados (principalmente no pacote superior da Formação). Por essa razão, essa tipologia de canal fluvial será mais bem detalhada a seguir.

7.1.2.1 Rios Entrelaçados

Os rios entrelaçados são caracterizados pela alta razão largura/profundidade do canal, normalmente maior que 40 e comumente excedendo 300 (MIALL, 1981) e correspondem a rios rasos de carga de fundo pela classificação de Schumm (1972) com abundância de granulação grossa. Além disso, a formação desses canais é também favorecida em contextos de maiores declividades, grande variabilidade na descarga, facilidade de erosão das margens (MIALL, 1981) e alto suprimento sedimentar. São característicos de ambientes desérticos (RICCOMINI, 1993) e de alto curso em um sistema aluvial.

Esse tipo de canal é desenvolvido por seleção, à medida que a correnteza vai deixando o material de frações granulométricas que não pode transportar, resultando na menor granulometria do material que compõem a carga de fundo com a diminuição progressiva da declividade (RICCOMINI, 1993).

A partir desses processos, os rios entrelaçados formam uma rede de canais interconectados separados por barras arenosas ou cascalhosas em que o principal mecanismo é o transporte de grande quantidade de sedimentos durante os períodos de alta descarga e deposição na forma de barras e ilhas durante os períodos de diminuição da velocidade do fluxo (SCHERER, 2008). O arranjo deposicional dos canais resulta, assim, em uma complexidade de feições, representadas principalmente por formas de leitos individuais (dunas 2 e 3D), barras transversais e longitudinais e um complexo de planície arenosa (*sand flat* e ilhas vegetadas) (MENEZES, 2004). O desenvolvimento das barras obstrui a corrente e ramificam-na, processo este facilitado quando as margens são facilmente erodíveis (MIALL, 1981). As classificações dos tipos de barras mais comuns (MIALL, 1977) pode ser visualizada na figura 14.

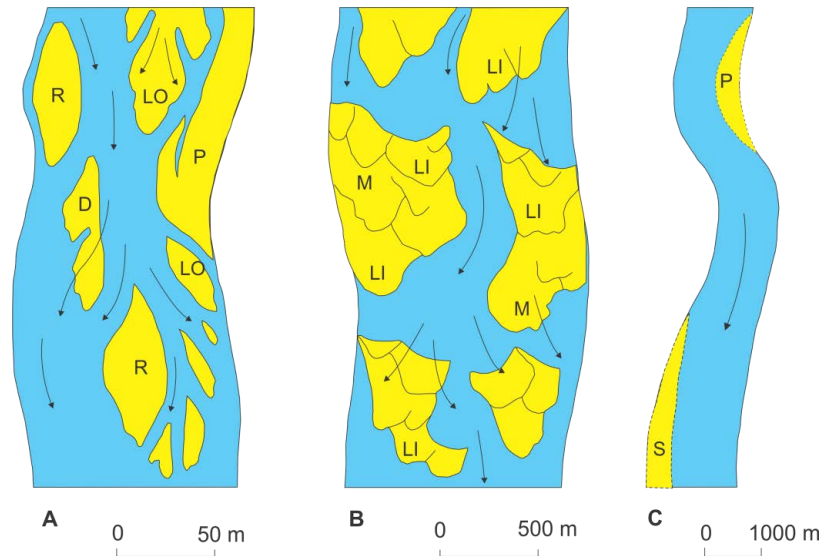


Figura 14: Vista em planta dos tipos de barras mais comuns: LO – longitudinal; D – longitudinal com fluxo diagonal; R – Remanescente de barra erodida; LI – Linguóide; M – Linguóide Modificada; P – Pontal; S – Lateral (MIALL, 1977).

Os depósitos grossos de *lags* residuais da base da sequência são sucedidos por sedimentos grossos com estratificação cruzada, atingindo gradativamente sedimentos menos grossos com cruzadas de baixo ângulo - caracterizando os depósitos de topo de barras – e, na parte superior, depósitos pelíticos intercalados com arenitos finos (MENEZES, 2004) que raramente são preservados, devido a processos erosivos gerados no pulso da descarga seguinte (WALKER & CANT, 1984). A sucessão vertical resultante de processos fluviais de rios entrelaçados pode ser observada na figura 15:

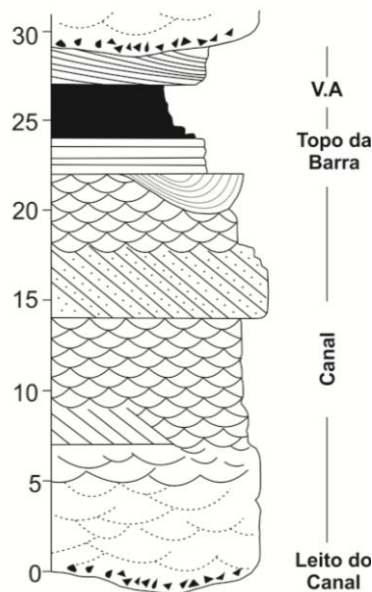


Figura 15: Coluna estratigráfica esquemática das fácies de rios entrelaçados (WALKER & CANT, 1984)

7.1.2.2 Rios Meandrantes

Rios meandrantes são caracterizados pela alta sinuosidade e pela pouca variação na descarga, além do predomínio de material transportado em suspensão e morfologias com suaves declives. Na classificação de Schumm (1972), correspondem a rios de carga mista. Os canais meandrantes apresentam altas taxas de migração lateral resultantes das diferenças na velocidade do fluxo no lado interno (menor) e externo do meandro (maior), esta última sendo responsável pela formação das barras em pontal (SCHERER, 2008) que crescem progressivamente.

A sucessão de fácies resultante do sistema meandrante (figura 16) é composta por depósitos de *lag* residual na base, sucedidas por seqüências arenosas de acreção lateral da barra em pontal, pelos depósitos de diques marginais e pelitos da planície de inundação (MENEZES, 2004).

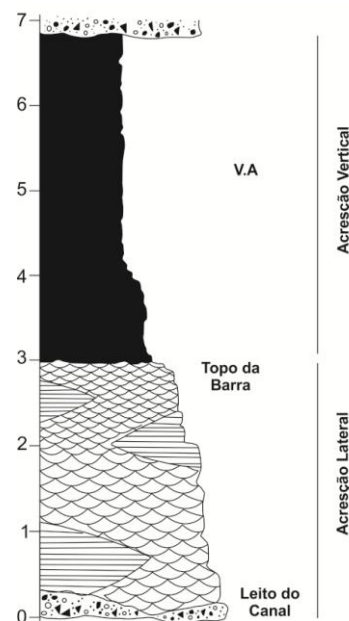


Figura 16: Coluna estratigráfica esquemática das fácies de rios meandrantes (WALKER & CANT, 1984)

7.1.2.3 Rios Anastomosados e Retos

Os rios anastomosados consistem em complexo de canais de baixa energia, interconectados, atravessando uma região úmida e alagada, separados por ilhas de forma alongada e cobertas por vegetação (SMITH & PUTNAM, 1980 *apud* RICCOMINI, 1993). É caracterizado pela baixa razão largura/profundidade e alta sinuosidade (MIALL, 1977) e dominados por sedimentos de granulação fina, permitindo serem classificados como rios de carga de suspensão na classificação de Schumm (1972).

Rios retos possuem canal simples, com flancos estáveis, limitados por diques marginais e normalmente constituem trechos reduzidos de rios controlados por sistemas de falhas que encaixam o curso fluvial (SCHERER, 2008). Podem ser trechos de canais em seu mais alto curso e distributários deltaicos.

7.1.3 Análise de Sistemas Fluviais

A análise bi e tridimensional de sistemas fluviais permite a diferenciação das sucessões sedimentares resultantes de diferentes tipos morfológicos de canais, que muitas vezes podem mostrar similaridades entre si. Além disso, essa análise propicia um estudo detalhado dos depósitos sedimentares com valor econômico, como de rochas reservatório. Para o estudo em questão foram selecionadas técnicas de análise de fácies, análise da associação de fácies e arquitetura deposicional, apresentadas a seguir.

7.1.3.1 Fácies e Associação de Fácies

O termo “fácies” designa um produto da atuação de processos físicos, químicos e/ou biológicos no ambiente sedimentar, resultado da atuação de mecanismos predominantemente físicos em ambientes que desempenham a função passiva de repositórios dos produtos sedimentares (GAMA JR., 1989). Diferentes processos sedimentares podem dominar um mesmo ambiente - resultando em fácies distintas – assim como um mesmo processo sedimentar pode ser atuante em diferentes ambientes – materializando-se através da mesma fácies sedimentar – (GAMA JR, 1989). Assim sendo, as fácies refletem somente o processo gerador, enquanto que com a associação genética de fácies é possível extrair informações sobre o ambiente deposicional.

As fácies descritas neste trabalho foram classificadas segundo o método de análise de fácies desenvolvido por Miall (1977) (tabela 2), que se baseia em um código em que a rocha é indicada por uma letra maiúscula seguida por uma letra minúscula que indica uma característica marcante da fácies, como, por exemplo, o tipo de estratificação que pode estar presente na rocha.

Código de Fácies	Litofácies	Estruturas Sedimentares	Interpretação
Gms	Cascalho maciço sustentado pela matriz	Gradação	Depósitos de fluxo de detritos
Gm	Cascalho maciço grosseiramente estratificado	Estratificação horizontal, imbricação.	Barras longitudinais, depósitos de <i>lag</i> ou de <i>sieve</i>
Gt	Cascalho estratificado	Estratificação cruzada acanalada	Preenchimento de pequenos canais
Gp	Cascalho estratificado	Estratificação tabular planar	Barras linguóides ou formas de leito transversais, crescimento deltaico a partir de barras remanescentes.
St	Arenito médio a muito grosso, podendo ser seixoso	Estratificação cruzada acanalada (isoladas ou agrupadas)	Dunas (regime de fluxo inferior)
Sp	Arenito médio a muito grosso, podendo ser seixoso	Estratificação cruzada planar (isoladas ou agrupadas)	Barras Transversais, linguóides, ondas de areia (regime de fluxo inferior)
Sr	Arenito muito fino a grosso	Marcas onduladas de todos os tipos	Marcas onduladas (regime de fluxo inferior)
Sh	Arenito muito fino a muito grosso, podendo ser seixoso	Laminação horizontal, lineação de partição.	Formas de leito plano (regime de fluxo superior)
Sl	Arenito fino	Estratificações cruzadas de baixo ângulo (<10°)	Preenchimento de suaves depressões (<i>scour fills</i>), antidunas, <i>splays crevasse</i>
Ss	Arenito fino a grosso, podendo ser seixoso	Amplas e suaves depressões	Preenchimento de suaves depressões (<i>scour fills</i>)
Fl	Arenito, silte, lama	Laminação fina, marcas onduladas de pequeno porte	Depósitos externos ao canal, canais abandonados ou depósitos de inundação
Fsc	Silte, lama	Laminado a maciço	Depósitos de planície de inundação
Fcf	Lama	Maciço	Depósitos de planície de inundação
Fm	Lama, silte	Maciço, gretas de contração.	Depósitos externos ao canal ou canais abandonados
Fr	Silte, lama	Maciço, raízes, bioturbação	Solo incipiente

Tabela 2: Litofácies e estruturas sedimentares de modernos depósitos de rios entrelaçados (MIALL, 1977).

7.1.3.2 Arquitetura Depositional

O conceito de arquitetura sedimentar de um sistema fluvial é uma abordagem relativamente nova proposta por Miall (1985) visando a modelamento de fácies fluvial, com a descrição em termos de arranjo tridimensional de unidades geomórficas chamados de elementos arquiteturais (MENEZES, 2004). Esses elementos são os blocos do edifício básico de todos os sistemas fluviais (MENEZES, 2004) e formam pacotes de estratos geneticamente relacionados e definidos por sua geometria interna e externa, associação de fácies e escala, representando um processo particular ou conjunto de processos atuando em um sistema

deposicional (MIALL, 1985). Cada elemento representa um processo ou uma suíte particular de processos que ocorre em um determinado ponto do sistema deposicional e podem ser utilizados para descrever o arranjo espacial do sistema fluvial (MENEZES, 2004).

A análise de perfis verticais (ótica bidimensional) é complementada pela análise da arquitetura sedimentar (ótica tridimensional), que leva em consideração as variações de composição e geometria dos litossomas que compõem o depósito fluvial. Essa abordagem é proporcionada pelo uso sistemático de bons afloramentos com grande extensão lateral e vertical em que é possível uma visualização bi e tridimensional da geometria do corpo rochoso. Para esse método de análise de fácies, foram inicialmente levantados oito elementos arquiteturais principais (MIALL, 1985) que foram posteriormente complementados com a inclusão de elementos associados a depósitos externos ao canal (MIALL, 1996). Os oito elementos arquiteturais, descritos na tabela 3 e ilustrados na figura 17, representam predominantemente depósitos de canais (SCHERER, 2008) sendo que cada um é caracterizado por uma associação de fácies típica e por uma geometria específica (MENEZES, 2004).

Elemento	Símbolo	Assembleia de litofácies	Geometria e Relações
Canais	CH	Qualquer combinação	Corpos sedimentares limitados por superfícies erosivas côncavas; Escala altamente variável; Superfícies internas secundárias são comuns.
Formas de leito e barras cascalhosas	GB	Gm, Gp, Gt	Corpos tabulares ou em lente formando complexos amalgamados de <i>sets</i> de estratos cruzados; Intercalados com SB.
Formas de leito arenosas	SB	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss	Corpos com geometria em lente ou lençol que ocorrem como preenchimento de canal, <i>splays de crevasse</i> e pequenas barras.
Macroformas de <i>foreset</i> (acrecção vertical)	FM	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss	Lentes posicionadas na base plana de canais
Depósitos de acreção lateral	LA	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss; menos frequentemente, Gm, Gt, Gp	Corpos lenticulares ou cuneiformes, depósitos de acreção lateral; Barras em pontal.
Fluxo de gravidade de sedimentos	SG	Gm, Gms	Corpo em forma de cunha ou lençol, tipicamente intercaladas com GB. Amalgamação de sucessivos episódios de fluxos de detritos.
Lençóis de areia laminados	LS	Sh, Sl; secundariamente, St, Sp, Sr	Corpos com geometria em lençol, formados em contexto de rápida descarga.
Depósitos de finos (externos ao canal)	OF	Fm, Fl	Depósitos em lençol delgados a espessos, geralmente intercalados com GB; pode preencher canais abandonados.

Tabela 3: Elementos arquiteturais formados por canais fluviais (MIALL, 1985).

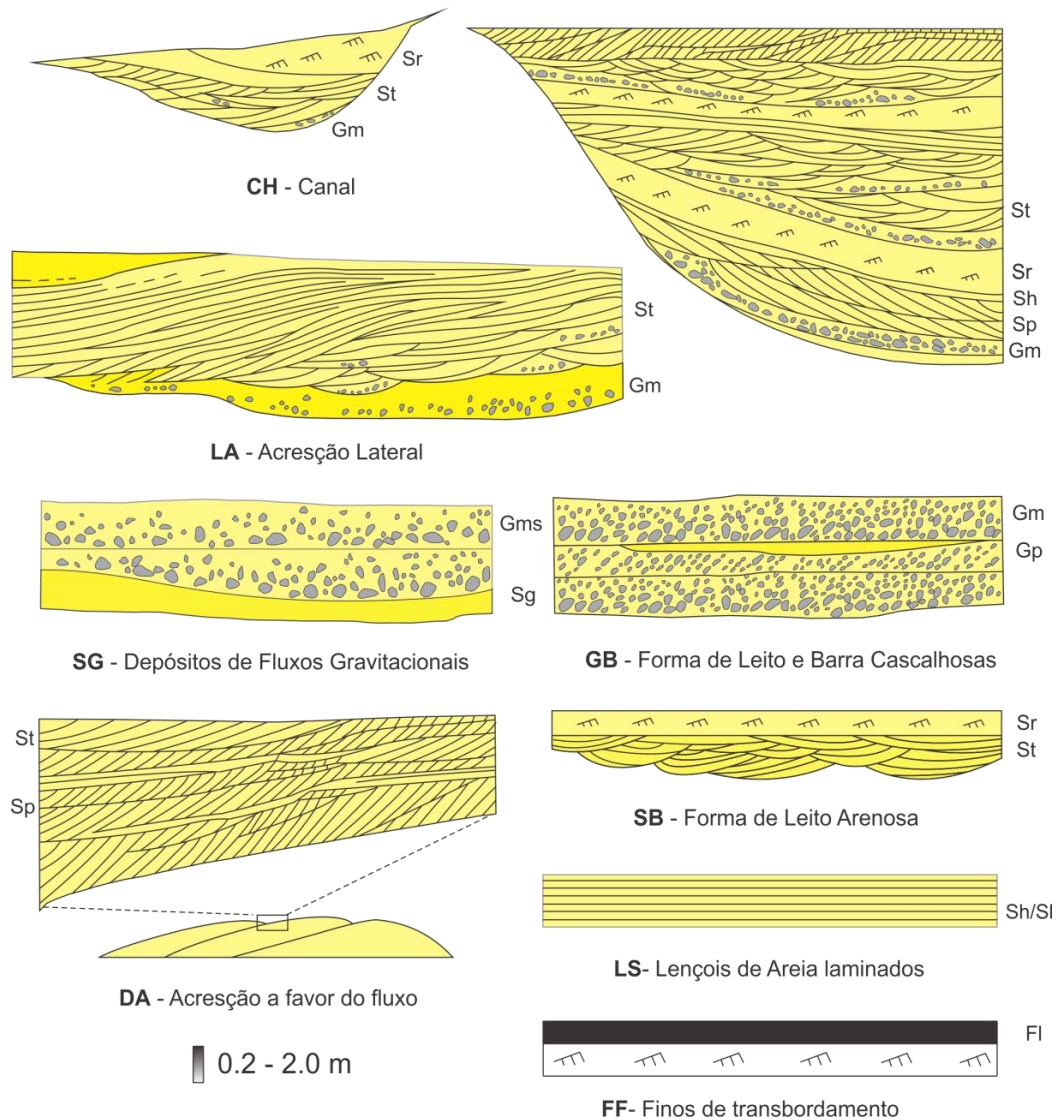


Figura 17: Os oito elementos arquiteturais de sistemas fluviais (MIALL, 1985).

Canal (CH): Os canais fluviais podem ser preenchidos basicamente por um único elemento arquitetural ou por um conjunto deles que se justapõem verticalmente e lateralmente (SCHERER, 2008). Os canais geralmente são côncavos e possuem a base marcada por superfície de erosão. Comumente apresentam vários andares de preenchimento sedimentar, cada qual delimitado por uma superfície de erosão (MIALL, 2006). A geometria de canais (figura 18) é definida principalmente a partir da profundidade, da relação largura/profundidade e sinuosidade. Segundo Miall (1985), os canais podem ser classificados como fixos (*ribbon* ou corpos arenosos em fita), móveis (canal amplo e raso com geometria complexa de preenchimento) e corpos arenosos em lençol (essencialmente não canalizado).

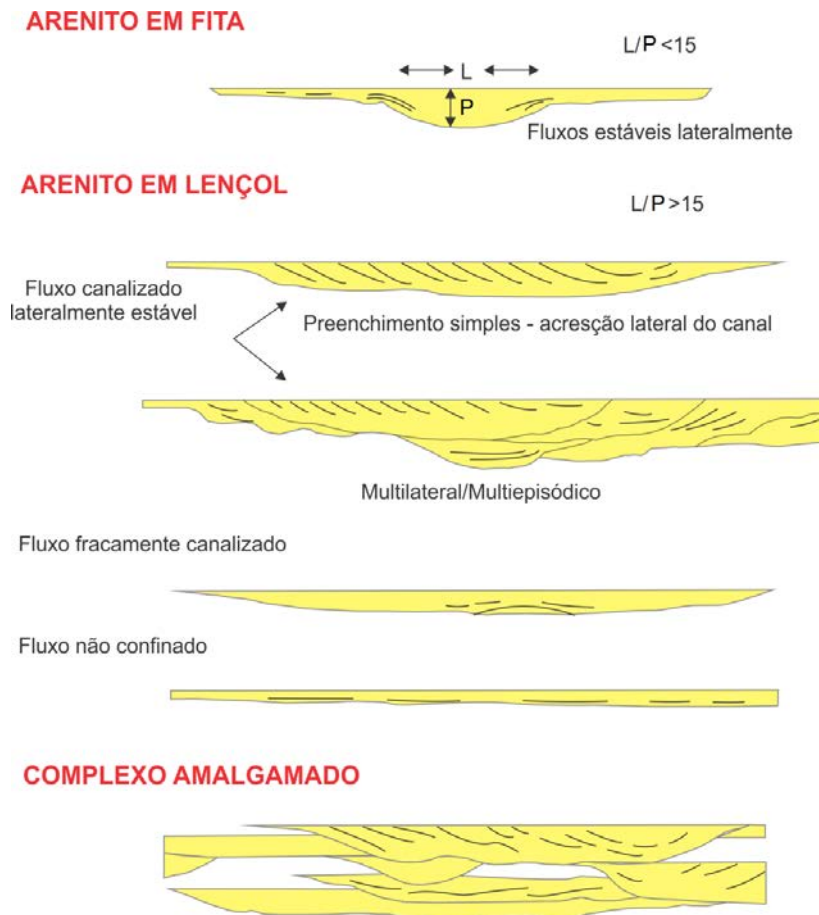


Figura 18: Classificação geométrica de corpos arenosos de canais fluviais baseada na razão largura/profundidade e no tipo de preenchimento interno (HIRST, 1991 *apud* SCHERER, 2008).

Forma de Leito do tipo barras conglomeráticas (GB): Depósitos resultantes da perda de energia da água, com o transporte ocorrendo em uma série de pulsos (MIALL, 2006). As litofácies Gm, Gp e Gt ocorrem intercaladas, onde os depósitos mais simples, constituídos pela litofácies Gm, consistem em lençóis difusos de cascalhos que se movem durante o pico do fluxo (MIALL, 1985, 2006). Durante episódios de descarga de sedimentos, esses lençóis crescem para cima e a jusante para formar as barras longitudinais (MIALL, 2006). Barras construídas em águas profundas ou áreas de expansão de fluxo denominam-se barras transversais, que quando constituídas pela litofácies Gt representam a migração de barras transversais com linhas de crista curvas ou preenchimento de canais menores (MIALL, 1985).

Forma de leito arenosa (SB): Podem ser expressas por dunas (litofácies St) que ocupam as porções profundas de canais ativos e por barras linguóides e transversais (litofácies Sp) que ocorrem nas partes rasas de canais, leito plano de regime de fluxo superior (litofácies Sh) e marcas onduladas (litofácies Sr) (MIALL, 1985).

Macroforma de acreção vertical (DA ou FM): Os depósitos de acreção vertical representam barras ou complexos de barras de meio de canal (MIALL, 1996) caracterizadas pela migração de dunas superpostas no dorso e na face frontal da forma de leito principal (BRISTOW, 1987, 1993 *apud* SCHERER, 2008) e por estratos cruzados simples de grande porte e/ou compostos que mergulham no mesmo sentido das superfícies que limitam os *sets* (SCHERER, 2008). São constituídos pelas litofácies St, Sh, Sl, Sr (MIALL, 1985) e são abundantemente observados em rios entrelaçados.

Depósito de acreção lateral (LA): Os depósitos de acreção lateral são característicos de rios com alta sinuosidade e sua origem está relacionada com a deposição de sedimentos no lado interno de meandros, formando bancos que crescem em alto ângulo em relação à direção do fluxo principal (SCHERER, 2008). Geralmente são constituídos por depósitos com granodecrescência ascendente bem marcada, refletindo a variação da profundidade da lâmina d'água e da velocidade do fluxo. Em rios com pouca sinuosidade (como os entrelaçados) o elemento LA é pouco predominante, onde ocorre o elemento DA.

Depósitos de fluxos gravitacionais (SG): Os depósitos de fluxos gravitacionais ocorrem como lóbulos estreitos e alongados ou como multi andares de preenchimento de lençóis e ocorre tipicamente intercalado com o elemento GB ou SB, sendo constituído pelas litofácies Gmm, Gmg, Gci e Gcm (MIALL, 2006). Esse elemento é formado por fluxo de detritos e relacionado com sedimentos de fluxo de gravidade e podendo apresentar internamente uma grande gama de texturas e fabricas (MIALL, 1985).

Lençóis de areia laminados (LS): Os lençóis de areia laminados são constituídos pelas litofácies Sh e Sl e secundariamente por Sp, St ou Sr e tem sido interpretado como produto de eventos de enchentes em que são depositadas areias de regime de fluxo superior (MIALL, 1985). Esse elemento pode ser capeado, gradacionalmente, pelas litofácies Sp, St ou Sr, indicando diminuição das condições do fluxo no fim do evento de enchente (MIALL, 1985).

Depósitos de finos de planície de inundação (OF): Caracterizado pela litofácies Fl, consistindo em argilas ou siltes com finas lentes ou lâminas de silte a areia fina, comumente apresentando ondulações com laminação cruzada (MIALL, 1985). Possuem geometria em lençol, refletindo sua origem por agração vertical (MIALL, 1985).

1.3.2.3 Superfícies Limítrofes

Os oito elementos arquiteturais anteriormente apresentados variam em escala e em profundidade, permitindo que pequenos elementos possam estar contidos dentro de elementos

maiores formando uma hierarquia de escalas delimitadas por superfícies limítrofes de significância variável (MIALL, 1985). Os elementos arquiteturais são, portanto, separáveis por superfícies limítrofes que definem a hierarquia de unidades sedimentológicas tridimensionais (MENEZES, 2004). Miall (1988, 1991, 2006) caracteriza seis ordens de superfícies limítrofes (figura 19) e que serão adotadas nesse trabalho, descritas a seguir:

Superfície de 1ª ordem: Limitam os *sets*. Geralmente plana, erosional e com inclinações variadas, com as litofácies não mudando abaixo e acima da superfície e interpretadas como resultado da migração de formas de leito de mesma morfologia sob condições de sedimentação contínua (mesmas condições de fluxo).

Superfície de 2ª ordem: Separam *cosets* de litofácies distintas. Geralmente planas, erosional, inclinações variadas, indicando mudanças nas condições de fluxo.

Superfície de 3ª ordem: Superfície erosiva ou de reativação existente dentro das macroformas, apresentando baixo ângulo de mergulho e geralmente truncando os estratos cruzados subjacentes, indicando mudanças na velocidade ou orientação do fluxo.

Superfície de 4ª ordem: Representam os limites dos elementos arquiteturais ou blocos construtores do canal fluvial, separando diferentes assembleias de fácies acima e abaixo delas. Geralmente retas e levemente convexas; é o resultado de mudanças no padrão das barras relacionadas a irregularidades do leito do canal fluvial ou à reorganização do fluxo durante períodos de enxurradas.

Superfície de 5ª ordem: Delimitam os corpos arenosos de canais principais, separando complexos de canais e lençóis de areia. Planas ou levemente côncavas, com gênese relacionada à incisão e/ou migração lateral de canais fluviais.

Superfície de 6ª ordem: Superfícies que delimitam grupos de canais ou paleovales, apresentando grande extensão lateral permitindo mapeamento como unidades estratigráficas. Marcam mudanças de nível de base estratigráfico no sistema fluvial.

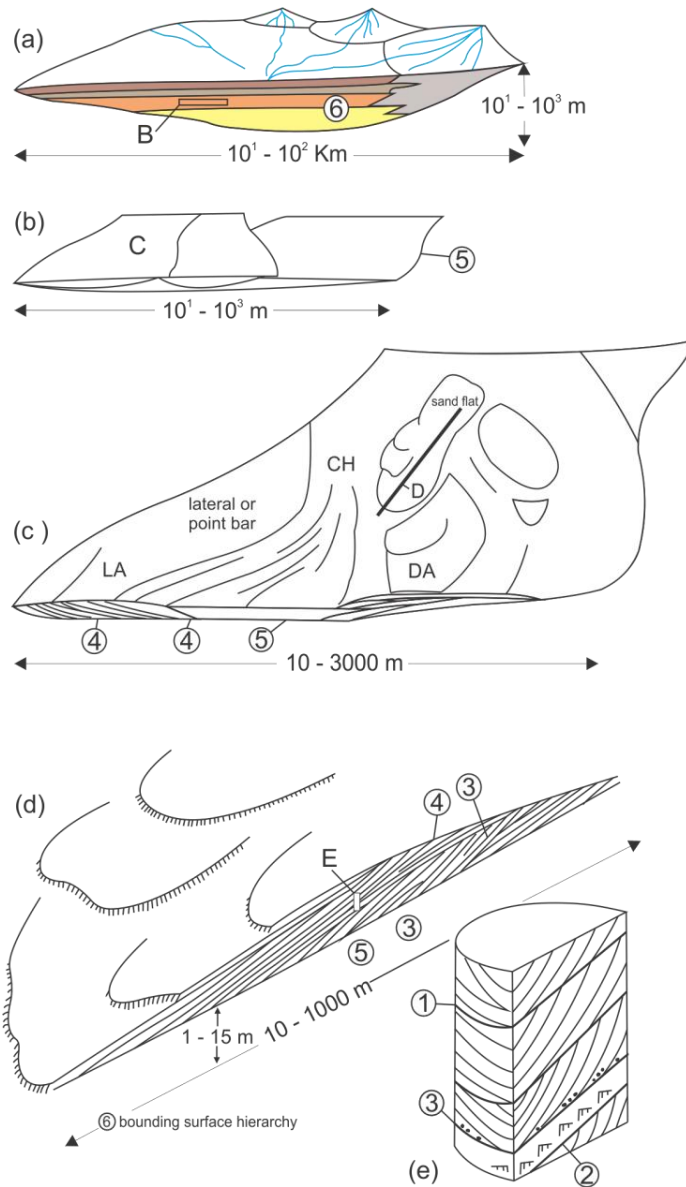


Figura 19: Hierarquia sêxtupla de elementos deposicionais e superfícies limitrofes para depósitos flúviais. Os diagramas de A-E representam sucessivas ampliações da parte de uma unidade fluvial em que a hierarquia das superfícies limitantes é indicada pelos números contidos nos círculos (MIALL, 2006).

7.2 Ambiente de Sedimentação Eólico e Interação Flúvio-Eólica

7.2.1 Ambiente Eólico

Sistemas deposicionais com predomínio de processos eólicos são característicos de ambientes desérticos de clima quente - apesar de estar presente em uma grande variedade de contextos deposicionais – sendo encontrados, portanto, em cinturões de baixa latitude em torno dos trópicos de Câncer e Capricórnio. O vento é responsável pela erosão, transporte e deposição de partículas dando origem a acumulações de areia denominadas *ergs* ou mares de areia. Seguindo critérios morfológicos, as acumulações de areia podem ser classificadas em lençóis de areia e campo de dunas. Ambas se tratam de massas de areia eólica em movimento,

porém a primeira não possui superposição de dunas com faces de avalanche resultando em relevo plano. As dunas, por sua vez, podem ser simples e/ou compostas, cavalgantes ou coalescentes, entre as quais podem existir áreas interdunas.

Os depósitos arenosos de ambiente eólico se formam graças ao transporte pelo vento de partículas de areia por saltação, sendo que silte e argilas são carregados em suspensão por grandes distâncias (CAETANO-CHANG, 1997). Para que ocorra deposição, é fundamental que ocorra a migração e o cavalgamento de dunas eólicas em relação a uma superfície de deposição (COSTA, 2004). Os processos deposicionais mais importantes são o fluxo de grãos ou avalanche (*grainflow* ou *sandflow*), queda de grãos (*grainfall*) e migração de ondulas eólicas (*eolian ripple migration*) (CAETANO-CHANG, 1997).

Segundo Dias (2006), existem três principais associações de fácies: depósitos de dunas eólicas, de interdunas e de lençóis de areia. As dunas eólicas são caracterizadas por arenitos com estratos cruzados de alto e baixo ângulos, sendo o primeiro constituído por estratos de fluxo de grãos, gerados a partir do processo de avalanche de sedimentos na face de deslizamento das dunas e o segundo por *ripples* eólicas, formando estratos contínuos através de migração, resultando em cavalgamento de uma *ripple* sobre a outra.

As interdunas são zonas limitadas por dunas ou parcialmente por lençóis de areia (CAETANO-CHANG, 1997) onde atuam processos eólicos, predominantemente erosivos, e processos não eólicos, predominantemente deposicionais (MCKEE, 1979, 1983 *apud* GIANINNI *et al.*, 2008). Os depósitos de interdunas separam *sets* e *cosets* de dunas eólicas e consistem em indicadores das condições deposicionais e ambientes de um *erg*. Podem ser subdivididas em interdunas secas e úmidas, a depender da presença ou não de água expressa pela elevação do lençol freático.

Nos depósitos de interdunas secas predominam processos de migração de ondulas eólicas seguido de queda de grãos, dando origem a depósitos pouco espessos de sedimentos mal selecionados, bimodais na fração areia (CAETANO-CHANG, 1997) e com marcas onduladas. Nos depósitos de interdunas úmidas os processos sedimentares são os mesmos de interdunas secas (CAETANO-CHANG, 1997), sendo caracterizados tanto por sedimentos siliciclásticos quanto por evaporíticos (DIAS, 2006). Os primeiros são originados por sedimentos de origem lacustre e fluvial com marcas onduladas formadas por correntes subaquáticas (DIAS, 2006).

Os lençóis de areia eólicos não apresentam dunas com faces de escorregamentos bem desenvolvidas e ocorrem como pacotes tabulares compostos por laminações plano-paralelas

ou de baixo ângulo (DIAS, 2006). Estas planícies arenosas assemelham-se a depósitos de interdunas secas, porém mais extensos e espessos (CAETANO-CHANG, 1997).

7.2.2 Tipos de sistemas deposicionais eólicos

Os sedimentos da Formação Pirambóia são considerados por alguns autores, como Assine *et al.* (2004), como resultado de deposição de sistema eólico úmido com interação fluvial, evidenciado pela presença marcante de depósitos de interdunas. Para a parte superior da sequência passam a predominar depósitos de dunas maiores que as da base da formação, refletindo a acentuação das condições de aridez (ALMEIDA *et al.*, 2012).

Sistemas eólicos úmidos e secos consistem em tipos básicos de sistemas deposicionais eólicos, englobando também os sistemas eólicos estabilizados (KOCUREK & HAVHOLM, 1993). O principal fator de classificação é a posição no nível freático e sua franja de capilaridade em relação à superfície deposicional (GIANINNI *et al.*, 2008). Nível freático e franja de capilaridade abaixo da superfície deposicional caracteriza um sistema eólico seco, com constante disponibilidade de areia incoesa para o transporte pelo vento e com rara presença de depósitos de planícies de interdunas (GIANINNI *et al.*, 2008). Com o nível freático e sua franja de capilaridade aflorantes ou próximos da superfície deposicional tem-se o sistema eólico úmido. O potencial erosivo é diminuído assim como a quantidade de sedimentos que podem ser transportados pelo vento, sendo os depósitos de interdunas e outras associações de fácies aquosas preservadas (GIANNINI *et al.*, 2008).

O sistema eólico estabilizado, por sua vez, possui como característica diagnóstica a ação de fatores estabilizadores que atuam simultaneamente ao transporte, deposição e acumulação de sedimentos, sem afetar o sistema como um todo (GIANNINI *et al.*, 2008).

7.2.3 Interação Flúvio-Eólica

A interação flúvio-eólica é somente possível pela coexistência dentro do ambiente eólico de vários outros sistemas deposicionais, principalmente aqueles de caráter aluvial. As sucessões resultantes dessa interação consistem em excelentes reservatórios continentais em todo mundo, com destaque para a Formação Sergi na Bacia do Recôncavo, nordeste do Brasil (BONGIOLO *et al.*, 2010).

Caetano-Chang (1997) descreve de modo sucinto o modelo de deposição flúvio eólica baseado no trabalho de Langford & Chan (1989), em que os principais elementos que compõem o modelo deposicional flúvio-eólico são canais fluviais, dunas eólicas, lençóis de areia, *overbank*-interdunas e *playa*-interdunas (LANGFORD & CHAN, 1989 *apud*

CAETANO-CHANG, 1997). Nessa interação (ilustrada na figura 20), campos de dunas são inundados por canais fluviais que cortam algumas interdunas e erodem essas e as dunas laterais aos canais. As areias retiradas são redistribuídas no fundo de *overbank*-interdunas, que são caracterizadas pela intercalação de depósitos de lamias de transbordamento fluvial e areias eólicas. Enchentes repetidas, seguidas pela migração de dunas, criam uma sucessão de camadas lamíticas intercaladas em *foresets* de dunas.

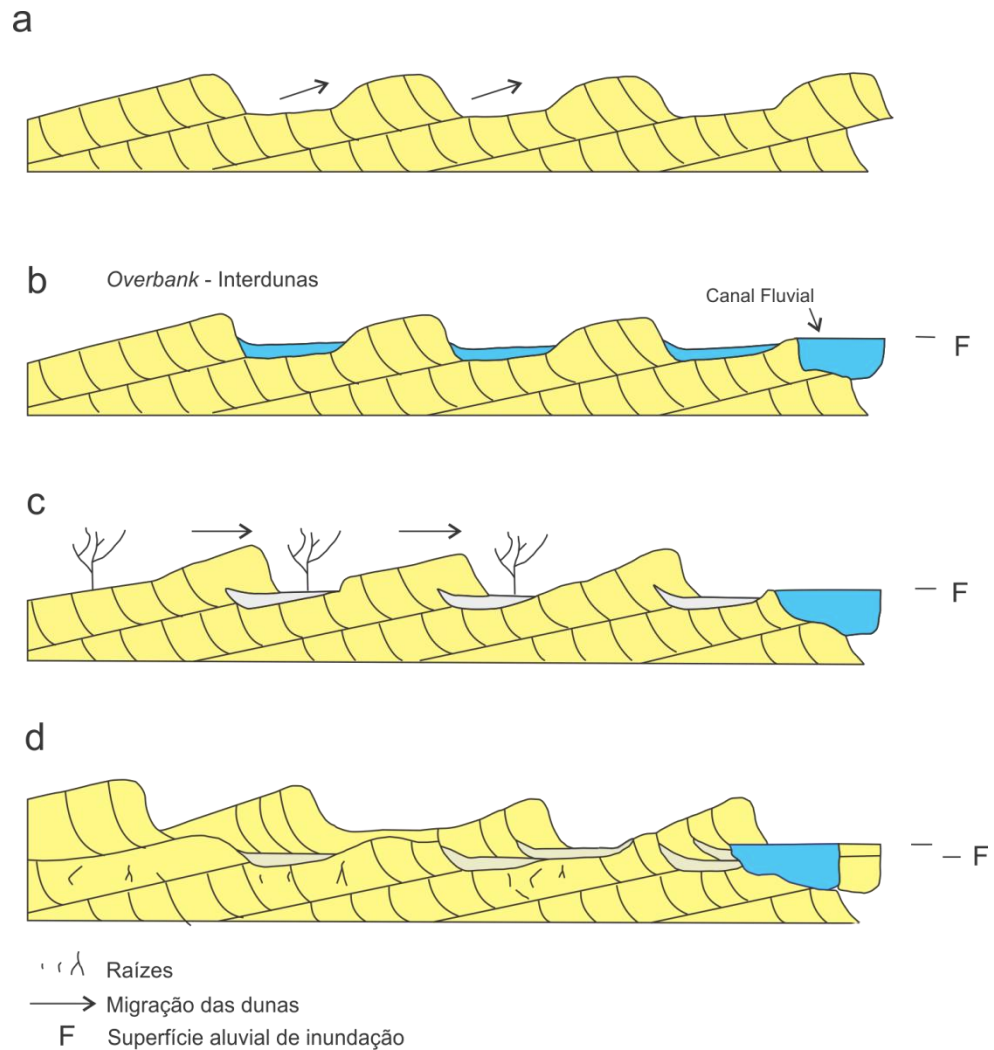


Figura 20: Interação flúvio-eólica (CAETANO-CHANG, 1997 *apud* LANGFORD & CHAN, 1989).

A umidade resultante da inundação dos campos de dunas possibilita a existência de vegetação rasteira, podendo haver bioturbação pelas raízes. Superfícies cascalhosas também podem estar presentes, sendo geradas por processos de deflação eólica de depósitos de canais e de interdunas.

8. RESULTADOS

Este capítulo será subdividido em três tópicos principais: análise de fácies da Formação Pirambóia, com base nos dados levantados nas seções colunares; análise da associação de fácies, com base na interpretação dos elementos arquiteturais nos fotomosaicos e, por último, análise da Formação Pirambóia do ponto de vista de rochas reservatórios, através de petrografia e granulometria.

8.1 Seções Colunares

Como discutido anteriormente, foram levantadas três seções colunares: a seção colunar composta Jundu Sul, com 34,3 m de espessura; a seção colunar composta Jundu Central, com 35 m de espessura e a seção colunar composta Jundu Norte, com 22, 8 m de espessura (anexos 1, 2 e 3, respectivamente). Apesar de grande heterogeneidade no que diz respeito a aspectos como cor, granulometria, seleção e arredondamento dos grãos, foram reconhecidas apenas duas litologias e cinco principais fácies sedimentares, evidenciando certa homogeneidade na sequência sedimentar da Formação Pirambóia no local de estudo.

8.1.1 Seção colunar composta Jundu Sul

A seção colunar composta Jundu Sul é formada por um conjunto de 4 bancadas e totaliza 34, 3 m. A seção inicia-se (primeiros 5 m) por intercalação de arenitos médios a grossos e conglomerados, com seixos contidos nos *foresets* da estratificação cruzada acanalada. A presença dos conglomerados na base (com contatos inferiores marcados por superfícies de erosão) seguidos por espesso pacote de arenitos caracteriza uma sucessão de *fining-up* ou de granodecrescência ascendente, comportamento este também observado nas outras colunas.

Sobrepondo-se à intercalação de arenitos e conglomerados, seguem arenitos de diversas granulometrias com estratificação cruzada acanalada e pacotes de arenitos aparentemente maciços (com feições de deformação dúctil), com níveis de pavimento de seixos de quartzo e de clastos de argila. A porção média-superior da sequência é composta primordialmente por arenitos com diversas estruturas, sendo observado somente um nível de conglomerado com contato inferior marcado por superfície de erosão. Apesar de arenitos com estratificação cruzada acanalada serem amplamente dominantes, arenitos com estratificação plano-paralela, com laminação ondulada ou maciços se fazem presentes em menor proporção. Na parte superior da seção colunar composta, são observados arenitos com granodecrescência

ascendente com contatos erosivos. A seção colunar composta Jundu Sul pode ser observada na figura 21 e anexo 1. As descrições e fotos podem ser acessadas no referido anexo.

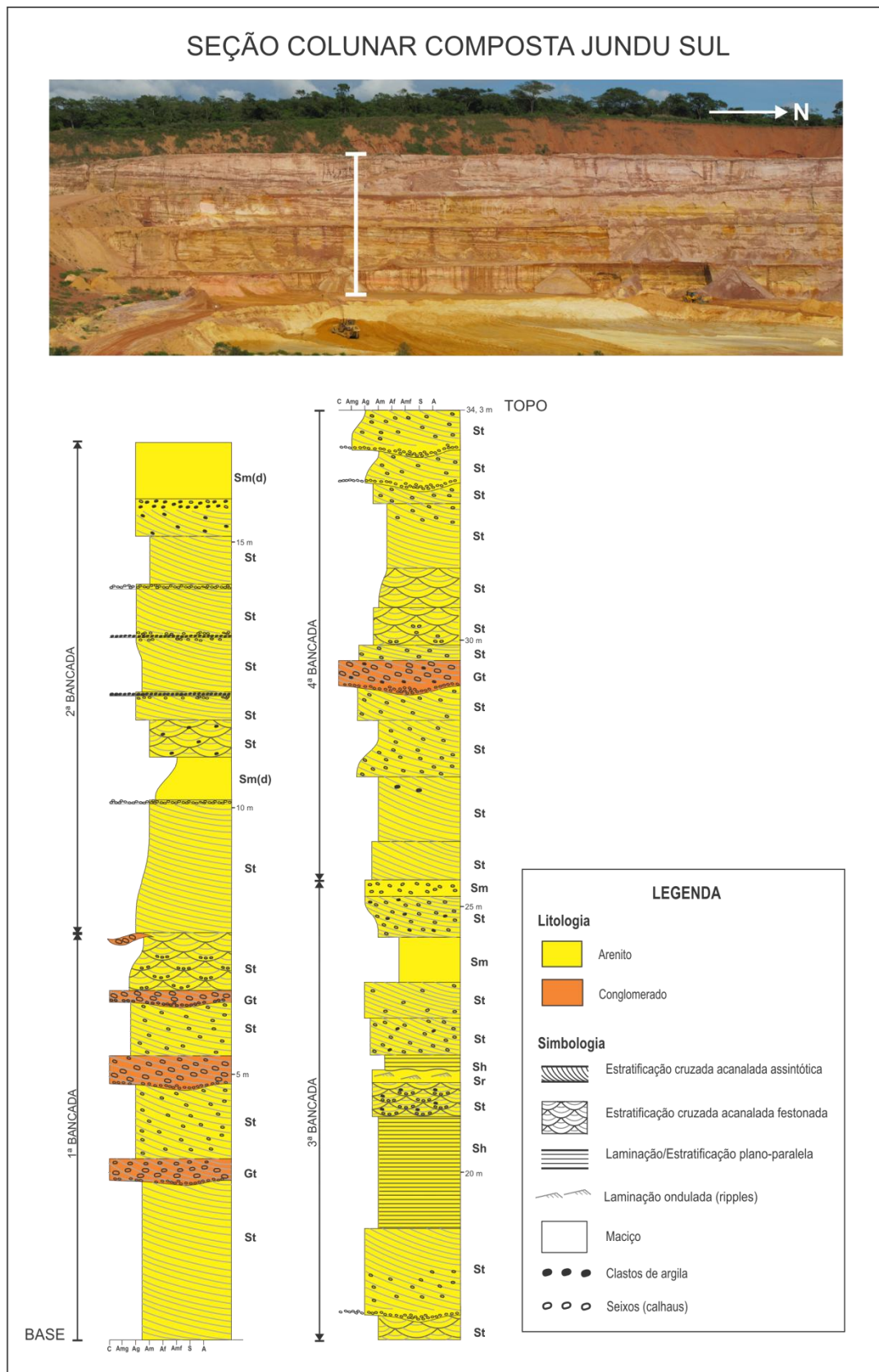


Figura 21: Seção colunar composta Jundu Sul. A foto na porção superior ilustra o local aproximado do levantamento da seção (linha branca).

8.1.2 Seção colunar composta Jundu Central

A seção colunar composta Jundu Central é formada por um conjunto de 4 bancadas e totaliza 35 m de coluna levantada, sendo a maior descrita. A sequência sedimentar é caracterizada pela presença majoritária de arenitos com diversas estruturas, com o conglomerado ocorrendo, intercaladamente aos arenitos, somente na porção basal caracterizando sequência de *fining up* (granodecrescência ascendente).

Desse modo, a seção colunar tem seu início marcado por uma intercalação de espessos conglomerados (com contatos inferiores marcados por superfícies de erosão) com arenitos de diferentes granulometrias e estruturas. São observados arenitos com estratificação cruzada acanalada, com estratificação plano-paralela e pacotes maciços. A sequência é sucedida por ciclos com granodescrescência ascendente, com arenitos com cruzadas acanaladas festonadas gradando para arenitos maciços com matriz silto-argilosa. Segue-se sequência pouco mais homogênea, caracterizada por espessos arenitos com predominância da fração média e de estratificação plano-paralela. Ainda assim, são observados arenitos com laminação ondulada, estratificação cruzada acanalada e pacotes maciços.

O fim da sequência é marcado por pacotes heterogêneos quanto à granulometria e homogêneos quanto à estrutura sedimentar (estratificação cruzada acanalada). Seixos de quartzo contidos nos *foresets* se fazem maciçamente presentes no fim da sequência.

A influência do ferro é abundante nessa seção colunar, expressa por abundância de pacotes sedimentares com tons avermelhados, por aglomerado de grãos percolados por ferro e por camadas milimétricas de crosta de ferro que marcam o contato entre pacotes. Algumas destas feições também foram observadas na seção colunar composta Jundu Sul, porém com maior abundância na seção em questão. Clastos/blocos de argila ferricitizados também foram descritos nas seções colunares compostas Jundu Sul e Central, porém com menor abundância nesta.

A seção colunar composta Jundu Central pode ser observada na figura 22 e anexo 2. As descrições e fotos podem ser acessadas no referido anexo.

8.1.3 Seção colunar composta Jundu Norte

A seção colunar composta Jundu Norte foi a menor levantada, contando com 3 bancadas e totalizando aproximadamente 23 m. A porção basal diferencia-se do restante das outras colunas dada à presença de arenitos rosa-avermelhados sem matriz, friáveis, de granulometria grossa e com os grãos arredondados. Arenitos com essas características também foram observados em meio ao restante da sequência, principalmente na porção superior do pacote.

O pacote basal possui contato marcado por erosão com espesso pacote de conglomerado, caracterizando a intercalação entre arenitos e conglomerados observada no início da sequência sedimentar das outras colunas levantadas (sequência de *fining-up*). Assim como na seção colunar Jundu Central, o conglomerado só ocorre na porção basal da coluna e a sucessão sedimentar é representada por arenitos.

A sequência é sucedida por arenitos com estratificação plano paralela e cruzada acanalada de diferentes granulometrias, sem presença de seixos de quartzo ou clastos de argila. A porção média-superior da seção colunar, por sua vez, é caracterizada por homogeneidade quanto à granulometria (principalmente arenitos médios) e estrutura (principalmente estratificação cruzada acanalada). Apesar disso, foram descritos arenito maciço, arenitos com estratificação cruzada plano-paralela e com laminação ondulada. A presença de seixos de quartzo é mais marcante na porção média-superior, sendo menos frequente na porção superior da coluna. Clastos de argila ferricitizados também foram descritos nessa sequência, com menor frequência que nas seções colunares anteriormente descritas. Merece destaque os grandes clastos de argila, constituindo blocos, orientados na porção basal da sequência sedimentar (1ª bancada).

A seção colunar composta Jundu Norte pode ser observada na figura 23 e no anexo 3. Descrições e fotos podem ser acessadas no referido anexo.

SEÇÃO COLUNAR COMPOSTA JUNDU NORTE

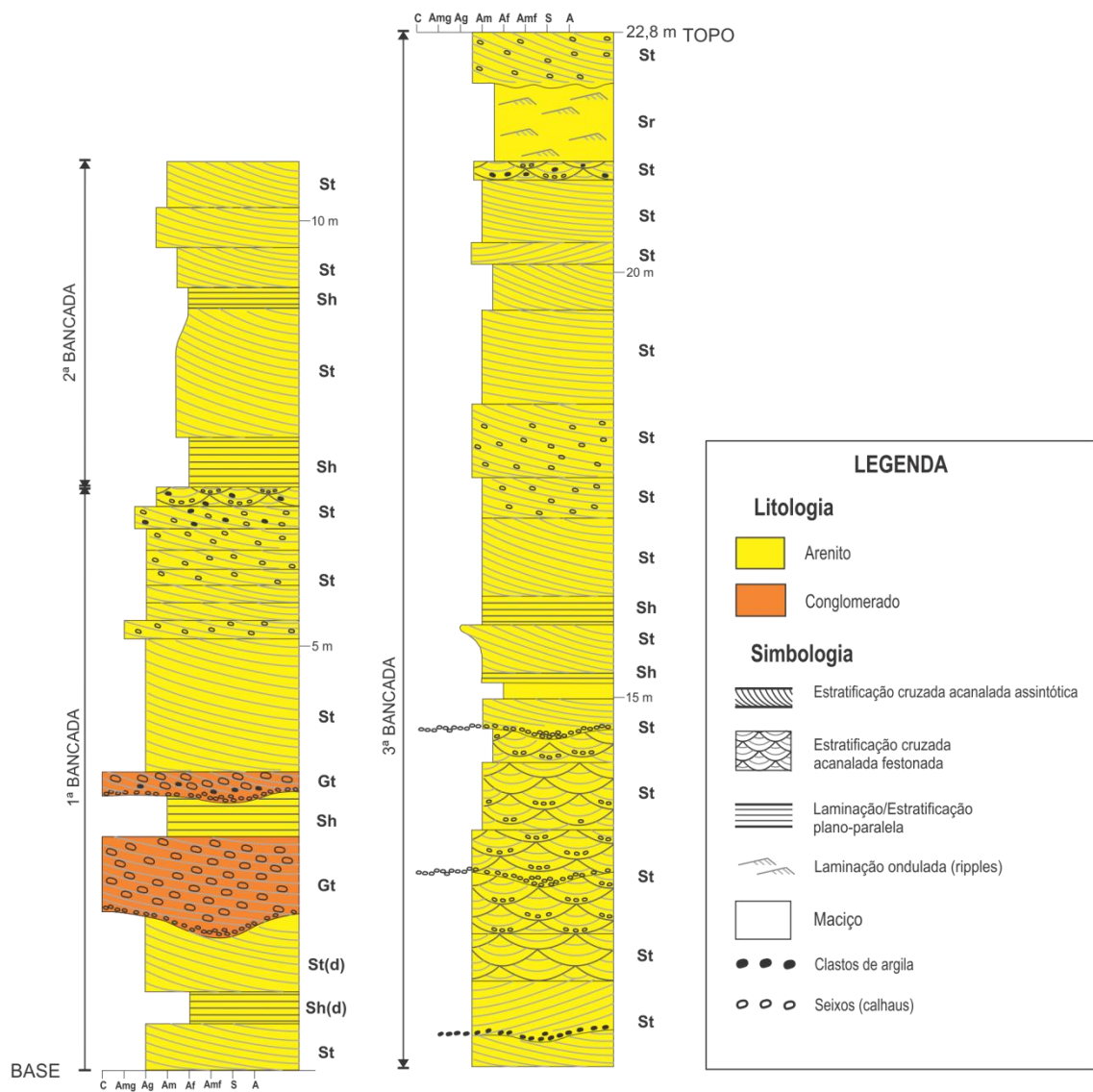


Figura 23: Seção colunar composta Jundu Norte. A foto na porção superior ilustra o local aproximado do levantamento da seção (linha branca).

8.2 Fácies Sedimentares

A sequência sedimentar da Formação Pirambóia na região de estudo é representada apenas por arenitos e conglomerados, não sendo descritas fácies de sedimentos finos. Os arenitos são predominantes e caracterizados por marcante heterogeneidade quanto à granulometria, cor, seleção, grau de arredondamento e quantidade de matriz. Os pacotes são caracterizados por estratificações cruzadas acanaladas de porte centimétrico a métrico (fácies St) - tanto assintótica quanto festonada – e, em menor proporção, por estratificação plano paralela (fácies Sh), por pacotes maciços (fácies Sm), que ocorrem quando há certo aumento na quantidade de matriz argilosa e por *ripples* (fácies Sr). Apesar da menor frequência de ocorrência, a fácies conglomerática possui boa representatividade (fácies Gt).

As fácies de finos restringem-se aos clastos de argila quase sempre ferricitizados, que ocorrem tanto associados a arenitos grossos quanto finos, alguns dispersos e outros orientados segundo os *foresets*. De tamanhos variados, os clastos de argila de grandes dimensões chegam a constituírem blocos decimétricos.

8.2.1 Fácies St

De modo geral, tratam-se de arenitos com estratificação cruzada acanalada - seja assintótica ou festonada – predominantes nas sucessões sedimentares descritas, sendo amplamente observadas nas 3 seções colunares levantadas. Constituem pacotes com ampla variação de cores (amarela/laranja/rosa-esbranquiçada). São observados desde arenitos finos até muito grossos, bem a mal selecionados e com grau de arredondamento dos grãos bastante variável. Entretanto, são predominantes aqueles de granulometria média a grossa, mal selecionados, com grãos grossos a muito grossos, subarredondados a subangulosos (os grãos maiores, em sua maioria, apresentam-se arredondados a subarredondados; os menores apresentam-se subarredondados a subangulosos). Foram descritos ainda alguns pacotes de arenitos bimodais, caracterizados pela intercalação de lâminas de arenito médio com arenito grosso, mostrando excelência na seleção de cada uma das lamina. Apesar de presente, matriz siltosa ou silto-argilosa ocorre com pouca frequência - principalmente nos arenitos finos - resultando na grande friabilidade do pacote rochoso.

É característica a presença de grânulos e seixos de quartzo subarredondados a subangulosos, com média de 2 a 3 cm, contidos nos *foresets* - sendo descrita uma minoria com seixos dispersos no pacote rochoso, sem orientação evidente - e ainda clastos de argila (em sua maioria ferricitizados) de tamanhos variados, com os menores (3-4 cm) contidos nos *foresets* e os maiores (até aproximadamente 20 cm) dispersos pelo pacote rochoso. Assim

sendo, foram descritos pacotes de arenitos com estratificação cruzada acanalada sem grânulos e/ou seixos de quartzo e/ou clastos de argila (figura 24A), com grânulos e/ou seixos de quartzo e sem clastos de argila (figura 24 B e C) e com grânulos e/ou seixos de quartzo e clastos de argila (figura 24 D). É comum, no interior desses arenitos, lentes de arenitos finos e/ou médios, bem selecionados, subarredondados.

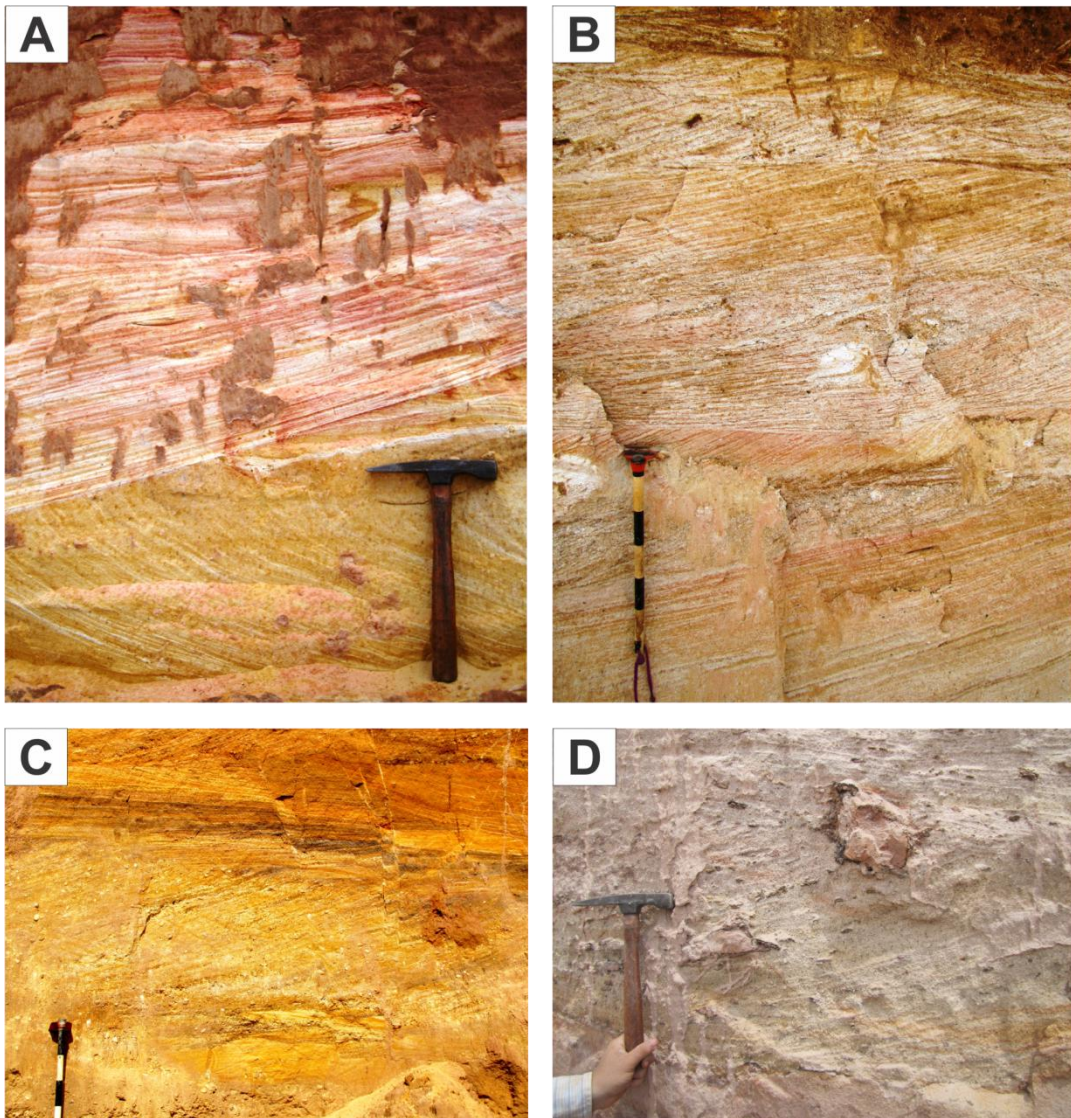


Figura 24: Arenitos da fácies St – Sem seixos e clastos (A), com seixos de quartzo (B e C) e com clastos de argila (D).

A estratificação cruzada acanalada assintótica é predominante, com as acanaladas na forma de festões ocorrendo em menor proporção. Foram observados desde *sets* pouco espessos de cruzadas acanaladas assintóticas de porte centimétrico a decimétrico (figura 25 A) como *sets* espessos, de porte decimétrico a métrico, com baixo ângulo do mergulho dos *foresets* (figura 25 B). Essa última situação proporcionou, dada à proximidade com o afloramento no momento da descrição, difícil distinção entre cruzadas acanaladas de grande porte e baixo ângulo com estratificação plano-paralela.

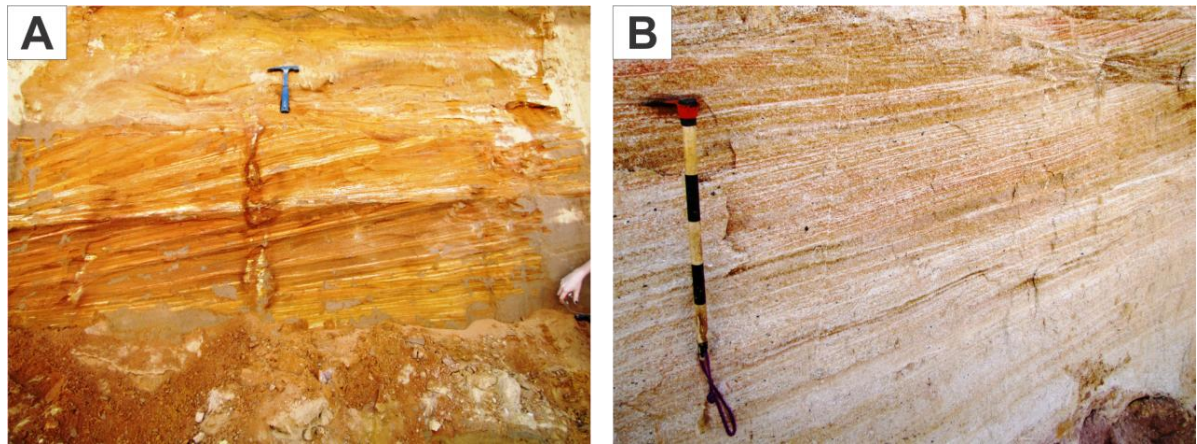


Figura 25: *Cosets* de fácies St (A) e *set* com estratificação cruzada acanalada de grande porte com baixo ângulo dos *foresets* (B).

Os arenitos com estratificação cruzada acanalada festonada se apresentam na forma de grandes cunhas (porte decimétrico a métrico) evidenciadas pela variação na coloração dos estratos. Assim como os arenitos com acanalada assintótica, podem compor um conjunto de *sets* pouco espessos (figura 26 A) - podendo constituir ciclos, a exemplo da 2ª bancada da seção colunar composta Jundu Central - ou *sets* espessos (figura 26 B). Foram descritos pacotes com seixos e grânulos de quartzo seguindo os *foresets*, com ou sem clastos de argila (figuras 26 C e D).

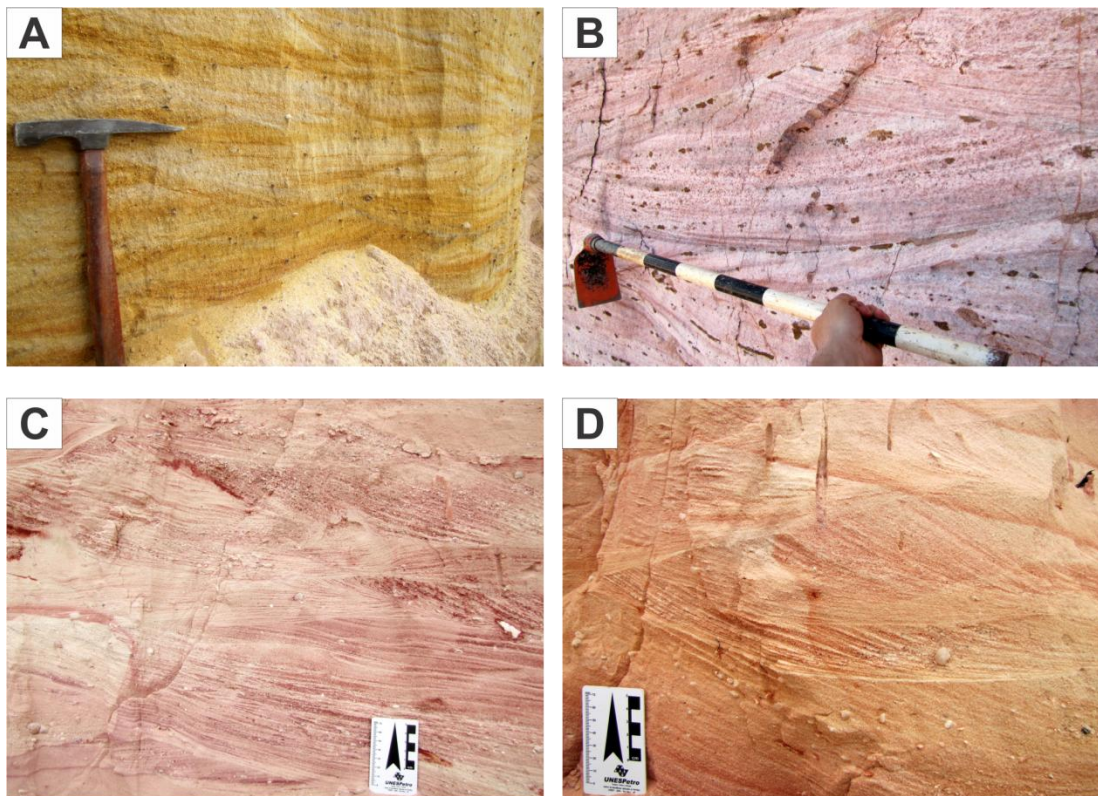


Figura 26: Arenitos da fácies St, festonada – De porte centimétrico a métrico (A) ou métrico a decimétrico, constituindo espessos *sets* (B) e com seixos de quartzo contidos nos *foresets* (A, C e D).

Em termos de processos, a fácies St é resultante da migração de formas de leito (marcas onduladas) em fluxo unidirecional, sob regime de fluxo inferior. A migração de formas de leito é resultante do transporte de areia através da carga de fundo, com os grãos maiores sendo transportados por arrasto e rolamento e os menores por saltação. Com velocidade de fluxo ligeiramente superior daquela necessária para formação de marcas onduladas, tem-se a formação de dunas que, no caso da fácies St, corresponde à dunas tridimensionais ou dunas de crista sinuosa.

8.2.2 Fácies Sh

A fácies Sh compreende arenitos com estratificação plano-paralela horizontal, sendo descrita com abundância na seção colunar composta Jundu Central e, em menor proporção, nas seções colunares compostas Jundu Sul e Norte. A estratificação é evidenciada pela variação na coloração dos estratos (Figura 27 A, B, C), adquirindo cores amarelo-alaranjadas e amarelas claras, roxas, laranja-avermelhadas ou rosa- esbranquiçadas e rosa escuras. Geralmente, constituem espessos pacotes. Quanto antecedem a fácies St, constituem delgados pacotes.



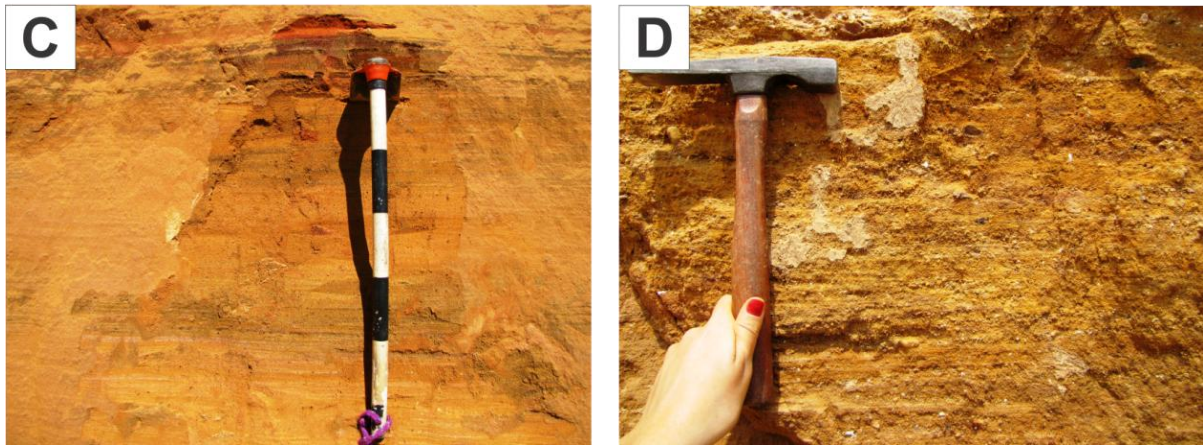


Figura 27: Arenitos da fácies Sh – Estratificação evidenciada pela diferente coloração dos estratos, sem seixos de quartzo (A,B,C) e com seixos de quartzo (D).

A fácies Sh é caracterizada por arenitos finos, finos a médios, médios, grossos e grossos a muito grossos, predominando aqueles de granulometria fina a média e média. São predominantemente mal selecionados (com exceção da coluna Norte, onde predominam os bem selecionados), com grãos subarredondados a subangulosos ou subarredondados a arredondados, com matriz argilosa (coloração mais escura) ou sem matriz. Apesar da fácies Sh constituir pacotes relativamente homogêneos e sem grandes variações, foram observados poucos pacotes com seixos de quartzo de até 2 cm (Figura 27 D) e clastos de argila entre os estratos da estratificação plano-paralela.

A estratificação plano-paralela é atribuída à forma de leito plana, formada sob condições de alta energia em regime de fluxo superior, com o fluxo unidirecional. A formação de estratos de leito plano é resultante do transporte de areia por arrasto, especificamente quando a velocidade do fluxo atinge um valor crítico. O transporte de seixos entre as formas de leito plana pode formar lineações de corrente, revelando lineação preferencial das partículas.

8.2.3 Fácies Sm

A fácies Sm caracteriza-se pela sua estrutura maciça. Esta fácies foi descrita nas três colunas levantadas, em menor proporção que as fácies St e Sh. Na seção colunar Jundu Norte, a fácies Sm é representada somente por um delgado pacote posicionado entre as fácies St. Na seção colunar Jundu Sul, os poucos pacotes de Sm possuem espessura de até 80 cm. Na seção colunar Jundu Central, ocorre mais abundantemente, constituindo pequenos pacotes sobrepostos à fácies St, formando ciclos ou pacotes relativamente espessos. Nas colunas Sul e Central, são observados pacotes caracterizados por granodecrescência ascendente.

São arenitos marrom-arroxeados (figura 28 A) a marrom-avermelhados (figura 28 B), muito finos a finos, fino, médio, médio a grosso e grosso, sendo mais abundantes os finos a médios ou médios, mal seccionados, grãos subarredondados. Esta fácies, diferentemente das outras, é caracterizada pela abundância de matriz argilosa ou silto-argilosa (em menor proporção) que, em combinação com o Fe presente, confere tonalidades escuras ao pacote (geralmente marrom-arroxeadado ou marrom-avermelhado). Foram observados pacotes com seixos de quartzo dispersos, de aproximadamente 1 cm, subangulosos a subarredondados (figura 28 A). Importante ressaltar que foram identificados arenitos com a sua estratificação original obliterada, muitas vezes não sendo possível reconhecê-la. Estes arenitos possuem aspecto maciço com algumas feições de deformação dúctil, e foram diferenciados dos arenitos maciços (propriamente ditos) através da simbologia de fácies Sm(d) (figuras 28 C e D).

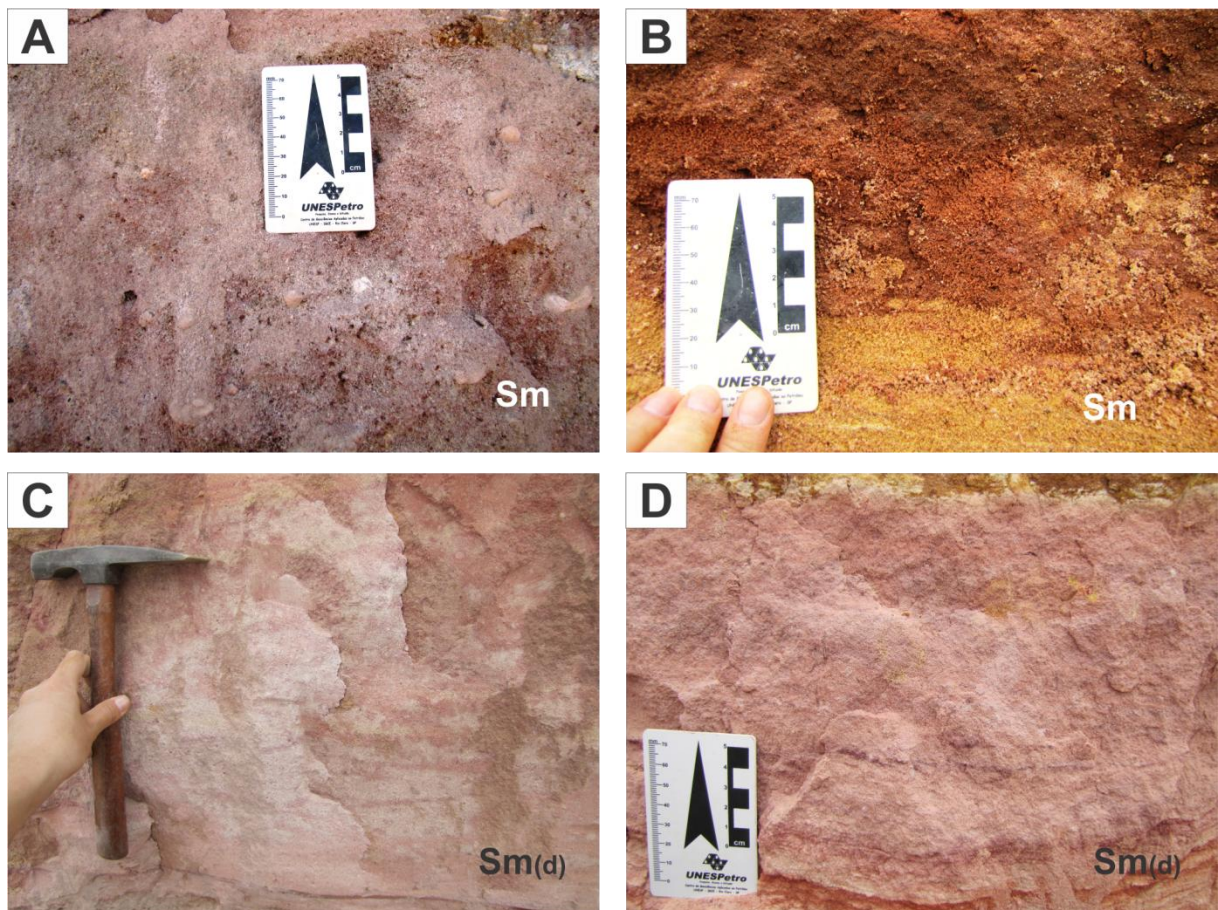


Figura 28: Arenito da fácies Sm propriamente ditos (A, B) e arenitos com estratificação original obliterada, classificados como fácies Sm(d) (C,D).

De modo geral, a fácies Sm é interpretada como sendo produto da deposição rápida e energética de dispersões sedimentares altamente concentradas, através de correntes de turbidez ou fluxos gravitacionais fluidificados. Martin & Turner (1998), estudando a origem de arenitos maciços em sistemas fluviais entrelaçados, levantaram dois principais mecanismos

para sua formação: aqueles relacionados a mecanismos de deposição primária e aqueles relacionados a mecanismos de deposição secundária, através de processos de remobilização.

Segundos os mesmos autores, os mecanismos de deposição primária envolvem a adição de sedimentos de suspensão (carga suspensa) através da erosão do solo em áreas que apresentam cobertura de vegetação limitada, resultando em fluxos hiperconcentrados (concentrações sazonais) com sedimentos de carga suspensa. Estes fluxos também são descritos como resultado de diluição à jusante do fluxo de detritos ou *lahars*. Em rios perenes, a contribuição da água subterrânea também pode contribuir para o incremento da concentração de sedimentos, podendo fluidificar rapidamente uma massa de sedimentos saturada gerando, assim, fluxos hiperconcentrados.

Os mecanismos de deposição secundária (ou remobilização), segundo Martin & Turner (1998), consistem em liquefação e fluidização *in situ* ou fluxos de massa. O primeiro pode ser responsável pela deformação em arenitos inconsolidados, resultando na destruição da estratificação original e, conseqüentemente, em pacotes aparentemente maciços que podem apresentar feições plásticas de deformação (fácies Sm(d)). Já os fluxos de massa podem ser resultantes do colapso de bordas de canais ou de barras de meio de canal, capaz de iniciar correntes de sedimentos movendo-se através e ao longo de canais fluviais.

8.2.4 Fácies Sr

A fácies Sr é de ocorrência restrita nas colunas levantadas. Constitui-se de arenitos com acamamento ondulado (*ripples*), facilmente confundível com arenitos com acamamento plano-paralelo com estratos levemente ondulados. Apesar da sua ocorrência restrita, a fácies Sr foi descrita nas três seções colunares levantadas.

Na seção colunar composta Norte, a fácies Sr é representada por arenito fino a médio, mal selecionado, grãos subarredondados e com matriz argilosa. Na seção colunar composta Central, consiste de arenito médio, mal selecionado, grãos subarredondados. Na seção colunar composta Sul, ocorre localmente como um pacote de arenito pouco espesso, médio a grosso, acima da fácies St e abaixo da fácies Sh. Em todas as exposições a fácies Sr apresenta ondulações bem suaves, geralmente marcadas pela variação de coloração dos estratos (figura 29 A e B).

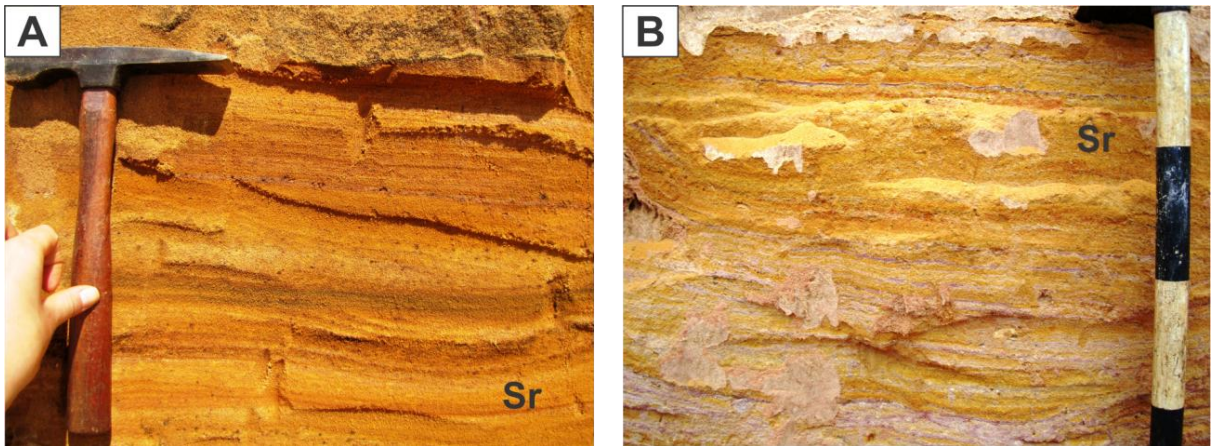


Figura 29: Arenitos da fácies Sr – ondulações suaves com grande comprimento de onda e baixa amplitude (A,B).

Esta fácies forma-se a partir de formas de leito desenvolvidas pela baixa velocidade do fluxo, em regime de fluxo inferior. As *ripples* são formadas na interface água-sedimento, em condições que se aproximam do regime de fluxo laminar em sedimentos transportados principalmente por tração, com desaceleração do fluxo.

8.2.5 Fácies Gt

A fácies Gt consiste em conglomerados com estratificação cruzada acanalada assintótica, sendo observada nas três seções colunares descritas. Quando sobreposta aos arenitos das diferentes fácies, pode apresentar contato marcado por superfície erosiva (figura 30 A). Importante ressaltar que a fácies Gt está presente, principalmente, nos primeiros metros de todas as seções descritas, com ocorrência restrita na porção superior da seção colunar Jundu Sul.

Esta fácies constitui pacotes amarelo-alaranjados (figura 30 B e C) ou marrom com tons róseos (figura 30 D), com grânulos e seixos sustentados por arenito grosso a muito grosso, contendo grãos finos e médios em menor proporção. São caracterizados pelos seixos de quartzo de variados tamanhos (de 1 a 5 cm), subarredondados e subangulosos, contidos nos *foresets*. Além disso, em alguns conglomerados foram descritos clastos de argila (ferricitizados ou não), prismáticos, de diferentes tamanhos (até 20 cm) seguindo os *foresets* ou sem orientação evidente e fragmentos de arenitos dos pacotes sotopostos (*fácies St e Sh*).

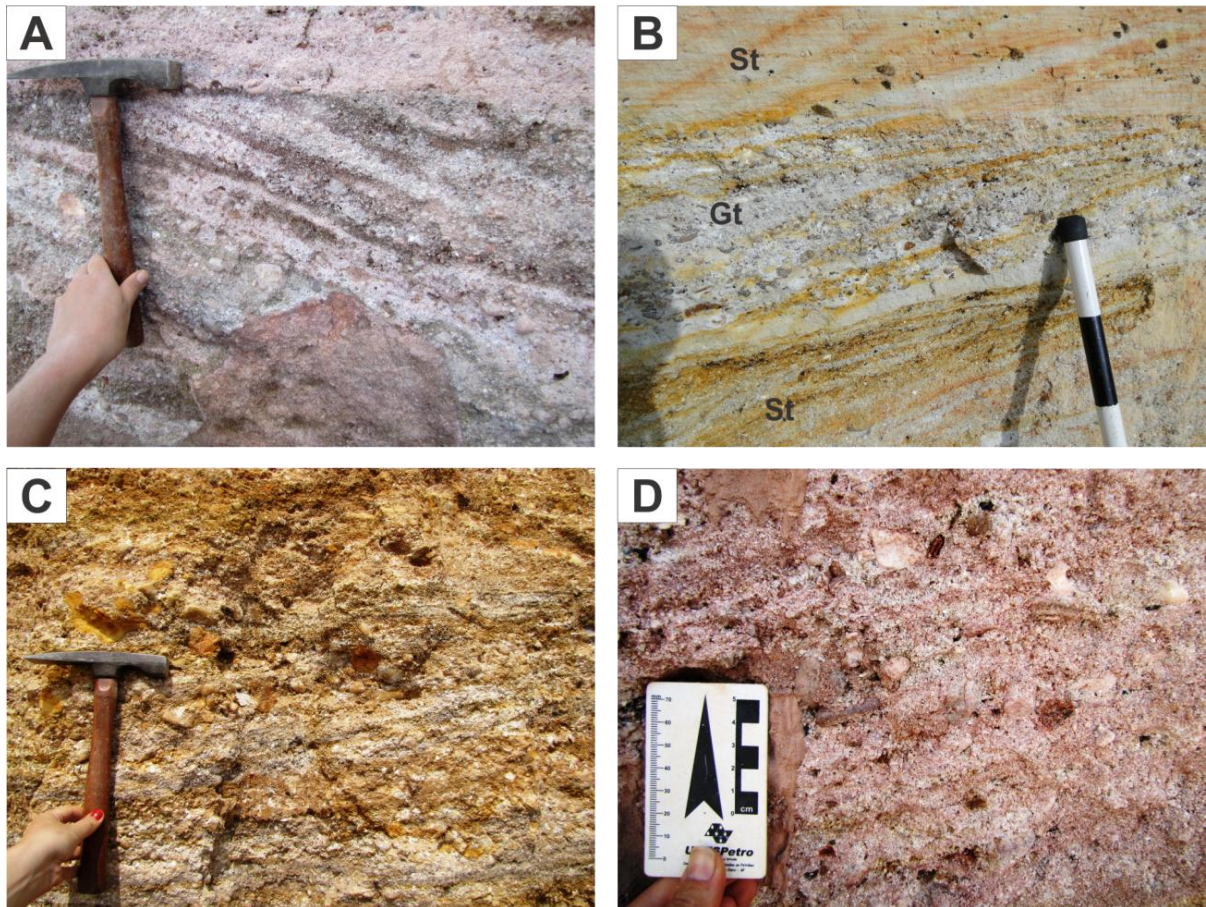


Figura 30: Conglomerado da fácies Gt – O contato com as outras fácies é marcada por superfícies de erosão (A, B). Geralmente amarelo-alaranjados (B, C), constituindo tanto pacotes delgados (B) quanto espessos (C). São observados seixos de quartzo contidos nos *foresets* e, em menor proporção, fragmentos de arenitos e clastos de argila (D).

Em termos de processos, a fácies Gt é resultado da migração de formas de leito representadas por dunas de crista sinuosa, quando o predomínio é de sedimentos grossos e seixosos. Pode corresponder à deposição nas porções mais profundas e enérgicas do canal (tavelgue), resultando no preenchimento de canais menores. A gradação observada nos conglomerados é produto da sedimentação por correntes que diminui gradualmente de capacidade e competência pelo gradual decréscimo da velocidade.

8.3 Painéis Fotográficos (baseado em Miall, 1985)

Para a análise de elementos arquiteturais e das associações de fácies que os compõem foram confeccionados quatro painéis fotográficos: um da região sul, dois da região central e um da região norte. Foram identificadas superfícies limítrofes de 1ª a 4ª ordens, (a conceituação das superfícies hierárquicas encontra-se no capítulo 7) e seis elementos arquiteturais daqueles propostos por Miall (1985). Os que melhor caracterizam a arquitetura deposicional da Formação Pirambóia na região de estudo são: Macroforma de acreção vertical (FM), lençóis laminados (LS) e forma de leito arenosa (SB). Em menor proporção e com

ocorrência local também foram descritos: Depósitos de acreção lateral (LA), Forma de leito do tipo barras conglomeráticas (GB) e Canal (CH).

8.3.1 Painel Fotográfico Sul

Este fotomosaico é altamente representativo da arquitetura deposicional da Formação Pirambóia na área estudada por apresentar os três elementos arquiteturais que ocorrem com maior frequência: os lençóis de areia laminados (LS), a forma de leito arenosa (SB) e a macroforma de acreção vertical (FM). A forma de leito arenosa posiciona-se no meio da sequência e sua geometria é dada pela estratificação cruzada acanalada em festões de grande porte; os lençóis laminados posicionam-se na base e no topo da forma de leito arenosa e a macroforma de acreção vertical, por sua vez, na base e no topo dos lençóis laminados.

No interior dos lençóis laminados foram observadas superfícies de erosão ou reativação (superfícies de 3ª ordem) que podem marcar mudanças na velocidade do fluxo. Também foram interpretadas superfícies de 2ª ordem que delimitam a ocorrência de litofácies distintas. Nas macroformas de acreção vertical, foram interpretadas superfícies de 1ª ordem que delimitam *sets* pouco espessos da mesma litofácies, indicando provavelmente a superposição de dunas de cristas sinuosas. A forma de leito arenosa, por sua vez, também é marcada por superfícies de 1ª ordem que delimitam os *sets* da estratificação cruzada acanalada festonada de porte métrico-decimétrico, podendo ter sua origem relacionada a marcas onduladas de até dezena de metros geradas em águas profundas.

A macroforma de acreção vertical (FM) e a forma de leito arenosa (SB) podem indicar o avanço de dunas sinuosas que compõem as barras de meio de canal. A intercalação destes elementos com lençóis laminados pode indicar eventos de inundação do canal fluvial, onde os depósitos de barras que estavam submersos foram preservados no registro. Desse modo, as superfícies de 4ª ordem que delimitam os elementos arquiteturais também podem corresponder a superfícies de erosão, correspondendo a mudanças da velocidade do fluxo, da profundidade do canal ou da carga sedimentar. O painel fotográfico Jundu Sul interpretado pode ser observado na figura 31 e no anexo 4.

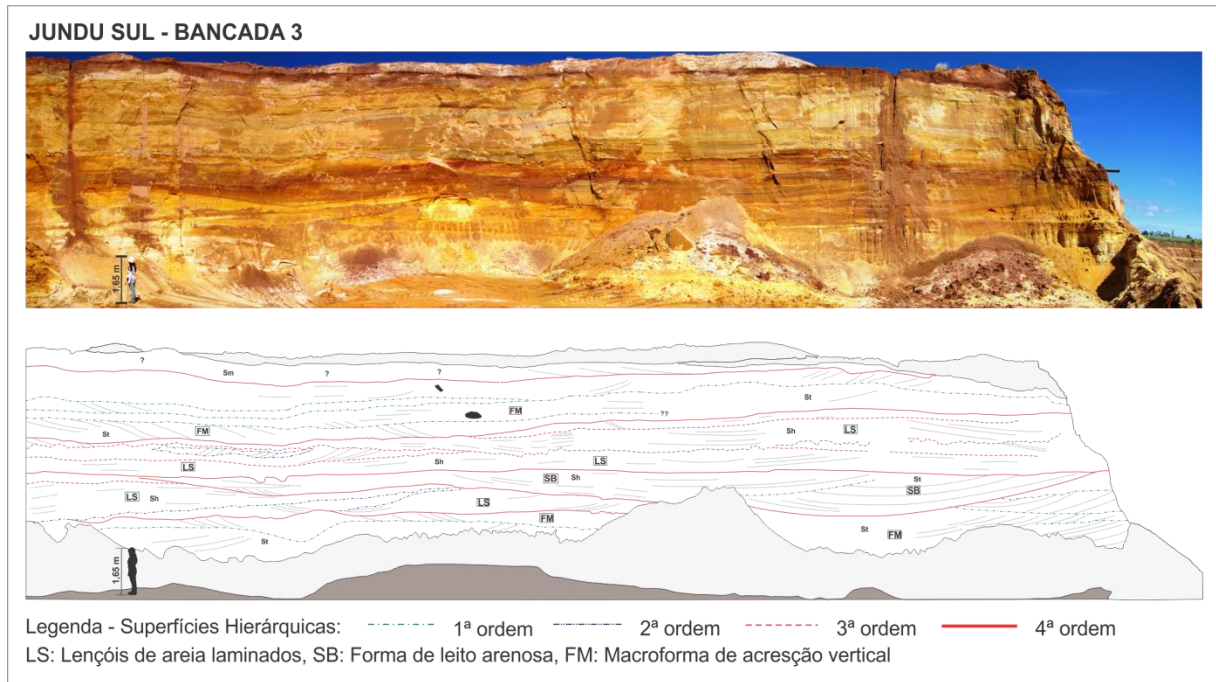


Figura 31: Painel fotográfico Jundu Sul com interpretação das superfícies limítrofes e dos elementos arquiteturais.

8.3.2 Painéis Fotográficos Central

Dada à ótima qualidade de afloramentos, foram confeccionados dois painéis fotográficos para a região central: um da 1ª bancada e outro da 3ª bancada. O painel fotográfico da 1ª bancada, da mesma forma que o painel fotográfico Jundu Sul, possui grande representatividade por ser composto pelos elementos que melhor caracterizam a arquitetura deposicional da Formação Pirambóia na área: os lençóis de areia laminados (LS), a macroforma de acreção vertical (FM) e a forma de leito arenosa (SB). Este painel caracteriza-se por ser bastante homogêneo, com contatos retilíneos entre os elementos arquiteturais.

A base da sequência é dada por delgados lençóis de areia laminados com macroforma de acreção vertical intercalada, expressa também por um delgado pacote. Ambos os elementos arquiteturais são contínuos e retilíneos em toda exposição, com contatos facilmente delimitados. Essa sequência é sucedida por um espesso pacote de forma de leito arenosa que se estende por todo afloramento, caracterizado por arenitos com estratificação cruzada acanalada festonada de porte métrico a decimétrico. Os *sets* da estratificação foram delimitados por superfície de 1ª ordem por corresponder à mesma litofácies. Na base do elemento, também foi interpretada uma superfície de erosão ou reativação (3ª ordem). Na porção direita do painel foi identificado, através de sua geometria, um pequeno canal fluvial posicionado entre a forma de leito arenosa.

Os delgados pacotes de lençóis laminados podem corresponder a episódios rápidos de enchentes que interromperam a migração das barras de meio de canal. Após o término do primeiro evento de inundação, as macroformas de acreção vertical avançam e são novamente interrompidas por outro evento de enchentes com a deposição de formas de leito plano, sob regime de fluxo superior. O espesso pacote de forma de leito arenosa adquire certa estabilidade no regime de cheias e predomínio, em um espaço de tempo mais longo, de regime de fluxo inferior com a deposição de formas de leito sinuosas, provavelmente correspondendo ao avanço e crescimento de barras de meio de canal. O painel fotográfico Jundu Central (bancada 1) interpretado pode ser observado na figura 32 e no anexo 5.

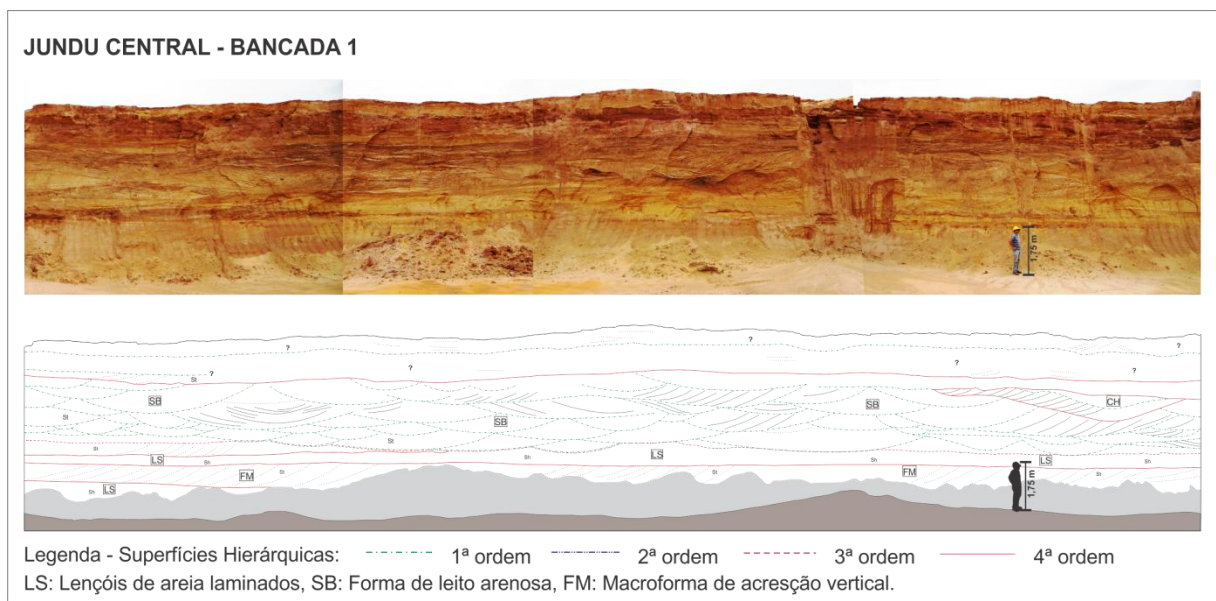


Figura 32: Painel fotográfico Jundu Central (bancada 1) com interpretação das superfícies limítrofes e dos elementos arquiteturais.

O painel fotográfico Jundu Central da 3ª bancada, ao contrário daquele da 1ª bancada, mostra-se altamente heterogêneo, com superfícies hierárquicas curvilíneas e com alguns elementos contínuos por toda exposição e outros associados lateralmente. Além da ocorrência dos elementos mais característicos anteriormente citados, registra-se também a presença de depósito de acreção lateral. A ocorrência deste elemento pode representar um componente de acreção lateral nas próprias barras de meio canal, como será melhor discutido adiante.

A base da bancada é marcada pela presença de depósitos de acreção vertical de barras de canal com espesso pacote de lençol de areia laminado sobreposto. Este último é altamente homogêneo e contínuo por todo afloramento. Acima deste, tem-se os depósitos de acreção lateral que formam bancos que crescem em alto ângulo (esquerda do painel) e que se suavizam. Estes depósitos também são contínuos por todo afloramento, contendo em seu interior superfícies de 2ª ordem que delimitam litofácies distintas. Sobreposta aos depósitos de

acrecção lateral tem-se a forma de leito arenosa associada lateralmente à macroforma de acreção vertical. A primeira conta com superfícies de 1ª ordem que delimitam *sets* e com superfície de 2ª ordem. Já a segunda apresenta em seu interior somente superfície de 1ª ordem. Segue-se um delgado pacote de lençóis de areia laminados, delgado pacote de forma de leito arenosa e, finalmente, macroforma de acreção vertical (da qual não foi possível delimitar seu topo).

A base do painel apresenta depósitos de acreção vertical de barras de meio de canal que foram interrompidas com episódio de enchente, resultando em mudança no regime de fluxo com a deposição de espessos lençóis de areia laminados. Um novo evento de inundação, pouco expressivo, encontra-se registrado na porção superior do painel interrompendo a deposição das formas de leito arenosa e das macroformas de acreção vertical, que, posteriormente, voltam a avançar. Os depósitos de acreção lateral ocorrem somente neste painel e, dada à proximidade com depósitos de acreção vertical e com formas de leito arenosas, podem ser interpretadas como sendo acreção lateral das próprias barras de meio de canal. O painel fotográfico Jundu Central (bancada 1) interpretado pode ser observado na figura 33 e no anexo 6.

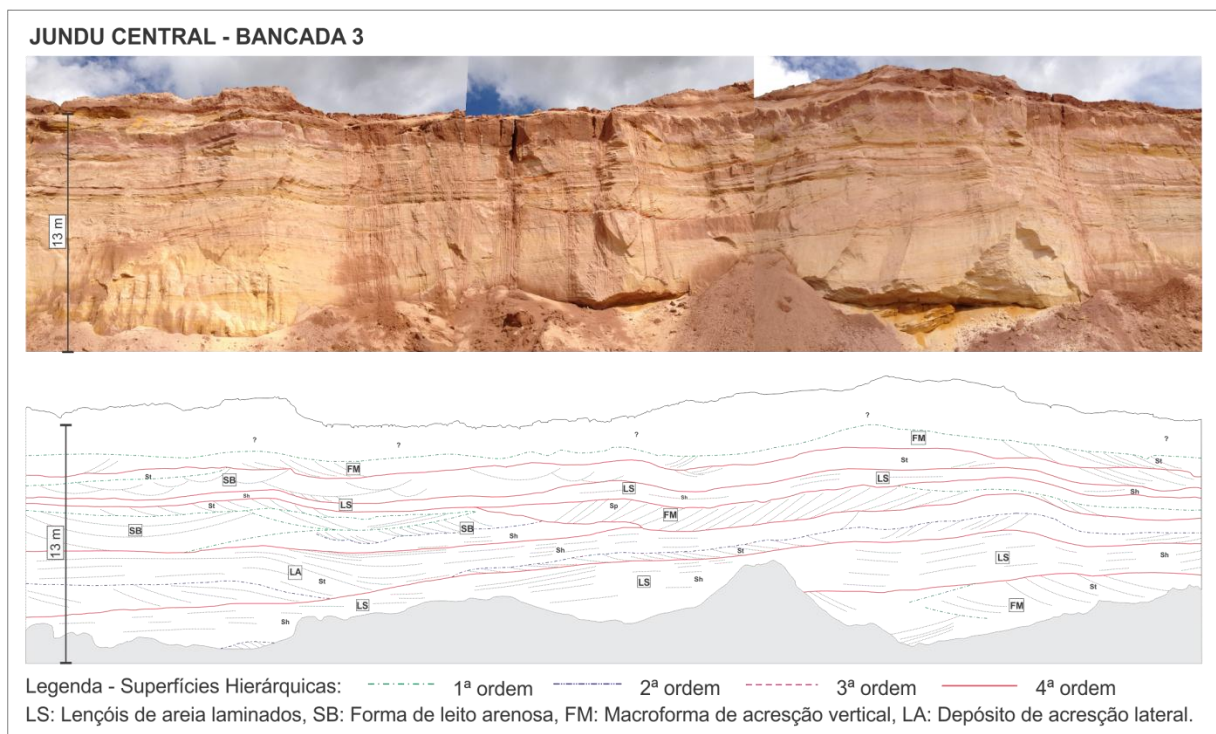


Figura 33: Painel fotográfico Jundu Central (bancada 3) com interpretação das superfícies limítrofes e dos elementos arquiteturais.

8.3.3 Painel Fotográfico Norte

No painel fotográfico norte foram identificadas: formas de leito do tipo barras conglomeráticas, macroforma de acreção vertical, forma de leito arenosa e a base de canal. Como particularidade, foram identificados na base da bancada depósitos eólicos representados por fácies de dunas (fácies St) e interdunas (fácies Sh) sucedidos pela deposição de sedimentos tipicamente fluviais. As fácies eólicas diferenciam-se das demais por correspondem a arenitos sem matriz, rosas, bem selecionados, com os grãos arredondados, sem matriz, com estratificação cruzada acanalada assintótica de porte decimétrico. Esses depósitos correspondem à porção em amarelo na figura 35.

Sobreposta aos depósitos eólicos de dunas e interdunas, uma superfície de erosão bem marcada delimita o contato com a forma de leito do tipo barras conglomeráticas, de grande continuidade lateral. No interior deste, foi interpretada outra superfície de 3ª ordem de erosão. Segue-se um espesso pacote de macroforma de acreção vertical, caracterizando a migração de barras de meio de canal. No interior desta macroforma foi interpretada a base de canal fluvial, não sendo possível, entretanto, a delimitação de sua geometria. A base do canal foi interpretada através dos clastos de argila prismáticos e ferricitizados imbricados segundo uma direção preferencial, consistindo em depósitos de arraste de canal. Estes clastos teriam sua origem relacionada com deposição de sedimentos finos na planície de inundação que, com a erosão de bancos marginais, teriam sido incorporados ao canal com deposição próxima à área fonte.

Ainda no interior da macroforma de acreção vertical, foram interpretadas superfícies de 1ª ordem que delimitam diversos *sets* de mesma litofácies. Ocorrendo lateralmente a esse elemento, tem-se a forma de leito arenosa expressa por estratificações cruzadas acanaladas festonadas de porte métrico, podendo ser interpretadas como dunas sinuosas ou mesmo a colmatação de pequenos canais fluviais, resultando em depósitos de preenchimento de canal.

A interpretação da arquitetura deposicional deste painel remonta a processos de interação flúvio-eólica em que o avanço do campo de dunas eólicas foi provavelmente interrompido com os canais fluviais ali instalados. Esse avanço sobre as dunas é marcado por uma extensa superfície de erosão com deposição de sedimentos grossos da fácies Gt, correspondendo ao preenchimento das porções mais profundas do canal fluvial. Esta forma de leito conglomerática é sucedida por depósitos que correspondem ao avanço de dunas de crista sinuosa sob regime de fluxo inferior, que constituem a barras de meio de canal. A base do canal delimitada sobre depósitos de acreção vertical demonstram a alta dinâmica do canal

fluvial, provavelmente contendo inúmeros talwegues com taxa considerável de migração lateral. O painel fotográfico Jundu Norte interpretado pode ser observado na figura 34 e no anexo 7.

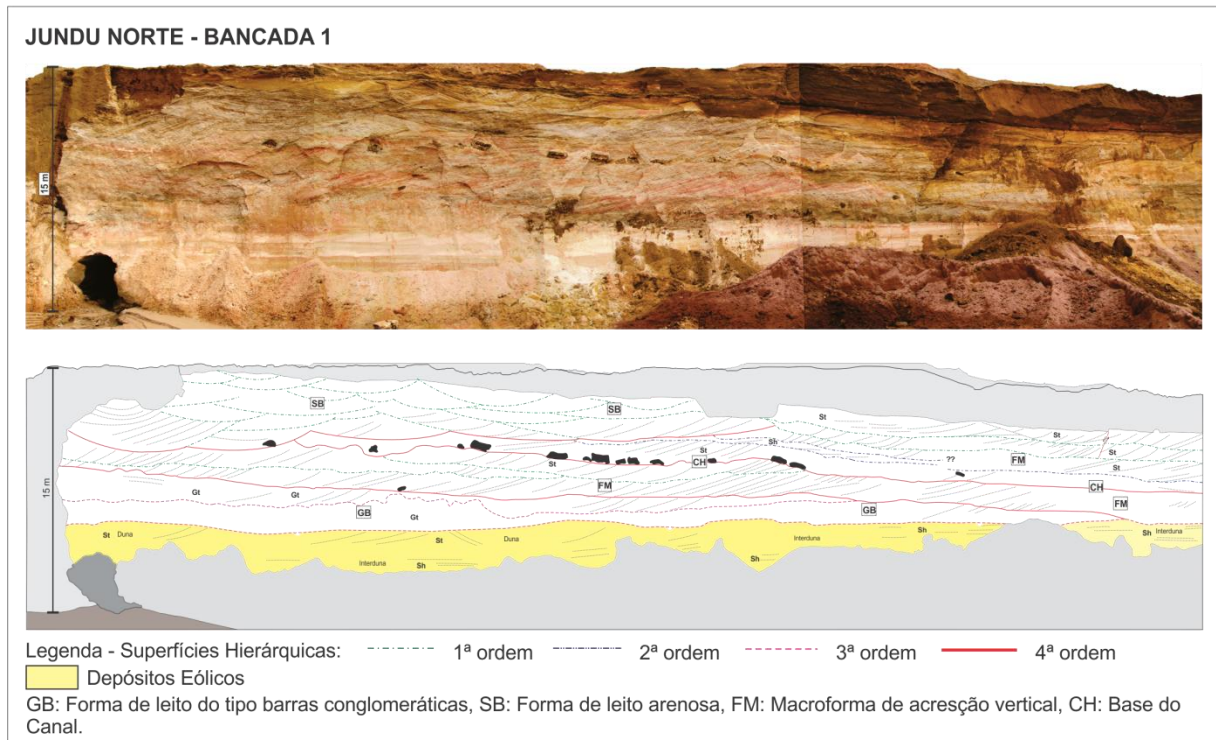


Figura 34: Painel fotográfico Jundu Norte com interpretação das superfícies limítrofes e dos elementos arquiteturais.

8.4 Associação de Fácies

A partir dos elementos arquiteturais mais representativos e da análise de fácies, foram reconhecidas 3 associações de fácies principais: complexos de barras de canal, podendo ser subdivididos em forma de leito arenosa (SB), depósitos de acreção vertical (FM) e forma de leito do tipo barra conglomerática (GB); depósitos de enchentes, representado pelos lençóis de areia laminados (LS) e depósitos de fluxo gravitacionais.

Os depósitos de acreção lateral (LA) não serão abordados aqui como associações de fácies típica, dada sua baixa representatividade. Apesar de terem sido identificadas feições de canais menores e depósitos de arraste de canal, o elemento arquitetural Canal (CH) também não será considerado neste estudo como uma associação de fácies, uma vez que, em seu interior, estão contidos todos elementos arquiteturais identificados. Além disso, o canal principal não foi identificado nos afloramentos dado às dimensões restritas dos mesmos para esse tipo de análise, uma vez que o canal principal corresponde a elemento de maior escala.

8.4.1 Complexos de Barras de Canal

8.4.1.1 Forma de leito arenosa (SB)

Esta associação de fácies é composta predominantemente por arenitos com estratificação cruzada acanalada festonada e assintótica de baixo e alto ângulos (fácies St), arenitos com laminação ondulada (fácies Sr) e raros arenitos com estratificação plano-paralela (fácies Sh). Estas fácies ocorrem associadas formando campos de megaondulações ou dunas de crista sinuosa que representam a migração da forma de leito a jusante do canal. Nos painéis fotográficos, é possível observar uma sobreposição das litofácies, formando grande complexo de barras de meio de canal compostas.

A abundância de forma de leito arenosa na arquitetura deposicional da Formação Pirambóia indica, na região, rios com abundância de sedimentos arenosos com a formação de barras de meio de canal.

8.4.1.2 Depósitos de acreção vertical (FM)

Esta associação de fácies é composta predominantemente por arenitos com estratificação cruzada assintótica (fácies St) e, em menor proporção, arenitos com estratificação cruzada planar (fácies Sp, identificada no painel Jundu Central – Bancada 3), arenitos com laminação ondulada (fácies Sr) e raros arenitos com estratificação plano-paralela (fácies Sh). Esta associação compõe os complexos de barras de meio de canal, caracterizados pela migração de dunas superpostas no dorso e na face frontal da forma de leito principal (BRISTOW, 1987, 1993 *apud* SCHERER, 2008) que migram a favor do fluxo.

Essa associação de fácies consiste em *cosets* de formas de leito formadas sob regime de fluxo inferior, dinamicamente relacionadas umas às outras por superfícies hierárquicas internas de 1ª e 2ª ordens. A macroforma de acreção vertical revela forma de barras de meio de canal comparável em altura e largura com o canal no qual se formou, podendo atingir alturas entre 1 a 15 m (Miall, 1996). Assim sendo, a existência de apenas um *set* leva à interpretação que os sedimentos que estavam sobrepostos não foram preservados no registro geológico.

A presença de depósitos de acreção lateral (LA) nas proximidades de barras de meio de canal indicam, para este último, a existência de componente de acreção lateral. Essa associação pode ser visualizada no Painel Jundu Central (Bancada 3).

8.4.1.3 Forma de leito do tipo barra conglomerática (GB)

Esta associação de fácies é composta predominantemente por conglomerados com estratificação cruzada acanalada (fácies Gt). Apesar deste elemento ter sido observado somente no Painel Jundu Norte, é considerado de grande importância dada à ampla ocorrência de conglomerados nos primeiros metros de todas seções colunares levantadas.

O domínio da fácies Gt representa a migração das barras transversais com linhas de crista curvas ou preenchimento de pequenos canais (MIALL, 1985). As barras transversais conglomeráticas podem ser formadas através dos mesmos processos responsáveis pela formação de barras arenosas (avanço de dunas de crista sinuosa), com o diferencial do tipo da carga sedimentar. São seixos quartzosos de diversos tamanhos, de diversos graus de arredondamentos sustentados por areia grossa a muito grossa, conglomerática, mal selecionada. Além disso, são observados fragmentos rochosos prismáticos de arenitos finos a médios, geralmente bem selecionados e pequenas lentes de arenito fino. Os fragmentos rochosos possivelmente foram erodidos de pacotes anteriormente litificados, indicando fluxo de alta energia e alta descarga de sedimentos. As lentes de arenitos, por sua vez, podem corresponder a depósitos de areia em pequenos canais entre os mais grossos (conglomerados).

Assim sendo, as formas de leito conglomeráticas podem corresponder em um conjunto de dunas de crista sinuosa depositadas em porções de alta energia do canal fluvial (como talvegue, por exemplo) formando as barras conglomeráticas ou preenchendo canais fluviais menores.

8.4.2 Depósitos de Enchentes

8.4.2.1 Lençóis de areia laminados (LS)

Esta associação de fácies é composta predominantemente por arenitos com estratificação plano paralela (fácies Sh) e raros arenitos com estratificação cruzada acanalada assintótica (fácies St). Os lençóis de areia laminados foram identificados nos painéis Sul e Central.

A intercalação dos lençóis de areia laminados com os demais elementos sugere episódios periódicos de alta energia que interrompem a migração das dunas tridimensionais (ou de crista sinuosa). Assim sendo, este elemento arquitetural foi interpretado como sendo produto de enchentes, depositando areia sob condições de alta energia (regime de fluxo superior a crítico), resultando em formas de leito plano. Esses episódios de inundação podem ter tido curta duração - resultando em delgados lençóis - ou terem sido mais duradouros, resultando em pacotes mais espessos.

8.4.3 Depósitos de fluxos hiperconcentrados

Dos elementos descritos por Miall (1985), os depósitos de fluxos hiperconcentrados ou gravitacionais podem ser representados pelo elemento arquitetural SG, apesar da associação de fácies típica englobar fácies conglomeráticas (Gm, Gms) (MIALL, 1985). Apesar de não terem sido reconhecidos nos fotomosaicos elementos arquiteturais que caracterizem depósitos de fluxos hiperconcentrados ou gravitacionais, esta associação de fácies será aqui considerada dada a presença, nas três seções colunares, de arenitos maciços (fácies Sm). Assim sendo, os depósitos de fluxos hiperconcentrados representam a associação de fácies composta predominantemente por arenitos maciços (fácies Sm). A fácies Sm(d) não é considerada como pertencente a esta associação, uma vez que sua estrutura aparentemente maciça é resultante da obliteração da estratificação original.

Martin & Turner (1998), estudando as origens de arenitos maciços em rios entrelaçados, apresentam dois elementos arquiteturais compostos por corpos de arenitos maciços que podem estar intercaladas com depósitos de barras de meio canal: *channel-like* (SMC) e *sheet-like* (SMS), sendo ambos depósitos gerados a partir da mistura altamente concentrada de sedimento/água. Segundo os autores, corpos de arenitos maciços *channel-like* (SMC) são produto de fluxos gravitacionais subaquosos e de incisão de barras de meio de canal. Quando associados com depósitos internos do canal fluvial, podem estar preservados na porção superior de barras. Os corpos de arenitos maciços do tipo *sheet-like* (SMS), por sua vez, são interpretados como o resultado de sedimentação de fundo de canal durante eventos com picos de descarga do fluxo, como eventos de enchentes.

Na coluna composta Jundu Central, são observados ciclos de granodecrescência ascendente em que arenitos grossos a muito grossos com estratificação cruzada acanalada gradam para arenitos finos e médios com estrutura maciça. Esse fenômeno indica uma associação entre as fácies St e Sm, podendo ser relacionadas a ciclos de avanço de dunas de cristas sinuosas e que foram, gradativamente, dominadas por fluxos fluidificados concentrados com deposição rápida de sedimentos. Esses corpos de arenitos maciços sobrepostos a barras de meio de canal são interpretados como sendo do tipo *channel-like*. Corpos de arenitos maciços do tipo *sheet-like* (SMS) também estão possivelmente presentes, ocorrendo próximos a depósitos de enchentes (representado predominantemente pela fácies Sh).

8.4.4 Depósitos Eólicos

Os depósitos eólicos foram pouco identificados nas seções colunares. São constituídos por associação de fácies de dunas e de interdunas, sendo o primeiro composto

dominantemente pela fácies St e o segundo pela fácies Sh. A associação de fácies de dunas eólicas é distinguida dos complexos de barras de canal (também constituída dominantemente pela fácies St) pelos arenitos médios e grossos, rosa-esbranquiçados, bem selecionados, grãos arredondados, sem matriz e com estratificação cruzada acanalada de porte decamétrico. A associação de fácies de interdunas, por sua vez, é composta arenitos finos com grãos médios, rosa amarelado, bem selecionado, grãos subarredondados, pouca matriz siltosa, com laminação plano-paralela e é distinguido de depósitos de lençóis de areia laminados por ocorrer associado a depósitos de dunas eólicas, como possível observar na base da seção colunar composta Jundu Norte (primeiros 1,5 m da 1ª bancada). Nesta seção, o contato entre os depósitos eólicos (sotopostos) e depósitos grossos de formas de leito ou barras conglomeráticas (GB) é marcado por superfície bem marcada de erosão.

Prováveis depósitos de dunas eólicas também ocorrem na seção colunar composta Jundu Sul. Nesta mesma seção e na seção colunar composta Jundu Central, ocorrem pavimentos de seixos de quartzo contínuos lateralmente que podem corresponder a produtos de deflação eólica (transporte da areia pelo vento e seleção de cascalhos).

8.5 Análises Petrográfica e Granulométrica

Foram coletadas seis amostras na Mineração Jundu para a confecção de lâminas petrográficas e análises granulométricas: duas na porção Norte, duas na porção Central e duas na porção Sul. Dada à alta friabilidade e baixa coesão do pacote rochoso, das seis amostras coletadas foi possível a confecção de cinco lâminas petrográficas pela técnica de impregnação superficial (duas lâminas correspondentes à porção Norte e Central e uma lâmina correspondente à porção Sul). Para complementar a análise em questão, foram realizados ensaios de granulometria com as seis amostras coletadas.

A relação das amostras coletadas e sua localização podem ser observadas na tabela 4.

Amostra	Fácies	Local de Coleta	Bancada	GPS
J1	St	Porção Norte	3	229889/7570695
J2	St ou Sh	Porção Norte	1	230120/7570812
J3	St	Porção Sul	3	229920/7569971
J4	Sh	Porção Central	1	229992/7570119
J5	Sh ou St	Porção Central	1	230033/7570283
J6	Sm	Porção Sul	4	229910/7570231

Tabela 4: Amostras coletadas, a fácies correspondente e a localização a coleta.

Nesse t3pico, ser3 descrita de forma sucinta a an3lise macrosc3pica das amostras coletadas, seguida pela an3lise granulom3trica e an3lise petrogr3fica, onde ser3o apresentadas as caracter3sticas petrogr3ficas gerais das rochas da Forma3o Piramb3ia.

8.5.1 Macroscopia

A amostra J1 (figura 35 A) corresponde a arenito amarelo-roseado m3dio, sele3o regular, gr3os arredondados, sem matriz, com estratifica3o cruzada acanalada. A amostra J2, a arenito amarelo-escuro, fino com gr3os m3dios, sele3o regular a mal selecionado, gr3os subarredondados, pouca matriz siltosa, estratifica3o plano-paralela ou cruzada acanalada de baixo 3ngulo. A amostra J3 (figura 35 B), a arenito amarelo-alaranjado, fino a m3dio, sele3o regular a mal selecionado, gr3os arredondados a subarredondados, com seixos de quartzo subangulosos de at3 2 cm, estratifica3o cruzada acanalada. A amostra J4 (figura 35 C), a arenito amarelo escuro com tons de amarelo-claro/esbranqui3ados, fino a m3dio, sele3o regular a mal selecionado, gr3os arredondados a subarredondados, sem matriz, estratifica3o plano paralela. A amostra J5 (figura 35 D), a arenito branco-amarelado com tons amarelados, m3dio, sele3o regular, gr3os subarredondados a arredondados, sem matriz, estratifica3o plano paralela ou cruzada acanalada de baixo 3ngulo. Por fim, a amostra J6 corresponde a arenito marrom-arroxeadado, fino a m3dio, mal selecionado, gr3os subarredondados, abund3ncia de matriz argilosa e pequenos gr3os brancos de caulim, estrutura maci3a.

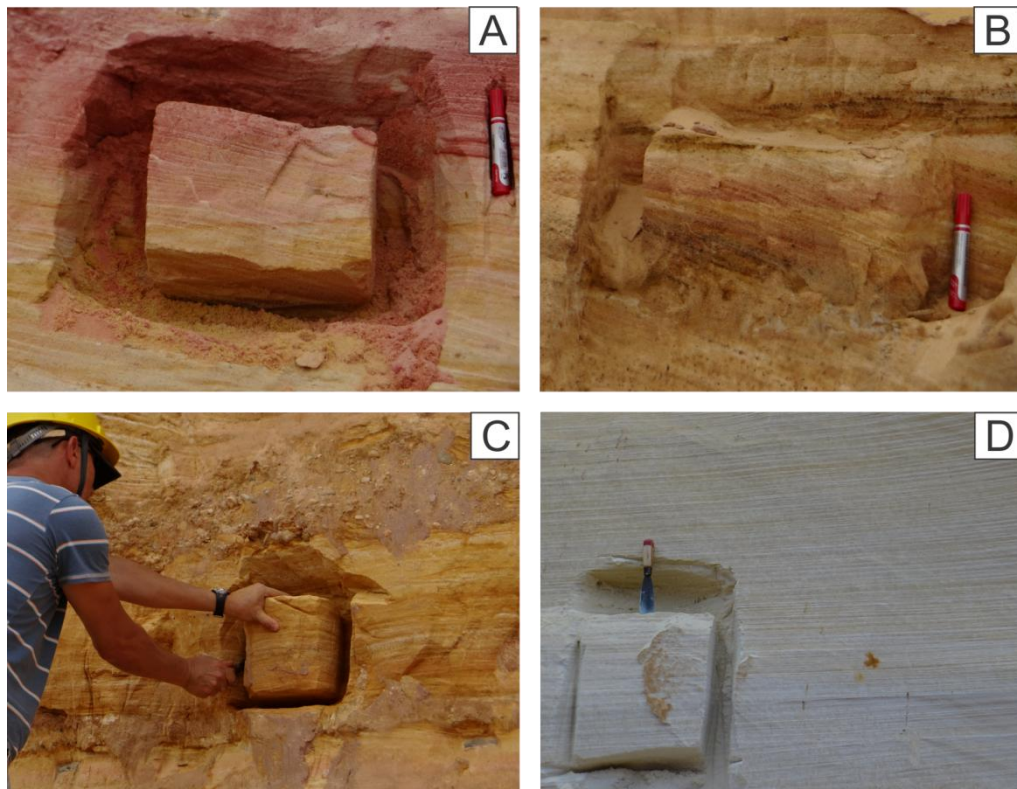


Figura 35: Amostras J1 (A), J3 (B), J4 (C) e J5 (D).

8.5.2 Granulometria

As curvas granulométricas foram confeccionadas com ordenada de probabilidade, de modo a facilitar a visualização de aspectos estatísticos como moda, mediana e média. A moda de cada amostra foi considerada como a granulometria dominante do arenito; a seleção, por sua vez, foi calculada através da fórmula:

$\Phi_{84} - \Phi_{16}/2$, sendo: $< 0,35 =$ Seleção Muito Boa

$0,35 - 0,5 =$ Seleção Boa

$0,5 - 1,0 =$ Seleção Regular

$1,0 - 2,0 =$ Seleção Ruim

$>2,00 =$ Seleção Muito Ruim

Os resultados dos cálculos de moda, mediana, média e seleção podem ser observados na tabela 5. A figura 35 ilustra as curvas granulométricas com ordenada de probabilidade para as seis amostras.

	Moda	Mediana	Média	Granulometria	Desvio Padrão	Seleção
J1	1 Φ	0,8 Φ	0,86 Φ	Médio inferior a grosso superior	0,3	Muito Boa
J2	2,0 Φ	1,8 Φ	1,86 Φ	Médio inferior (com grãos finos)	0,55	Regular
J3	1,5 Φ	1,3 Φ	1,23 Φ	Médio superior (com grãos finos)	0,5	Boa/Regular
J4	1,5 Φ	1,6 Φ	1,43 Φ	Médio	0,7	Regular
J5	1,0 Φ	1.15 Φ	1,15 Φ	Médio superior (com grãos finos)	0,55	Regular
J6	1,5 Φ	0,8 Φ	0,7 Φ	Médio	0,75	Regular

Tabela 5: Medidas estatísticas elaboradas a partir da análise granulométrica.

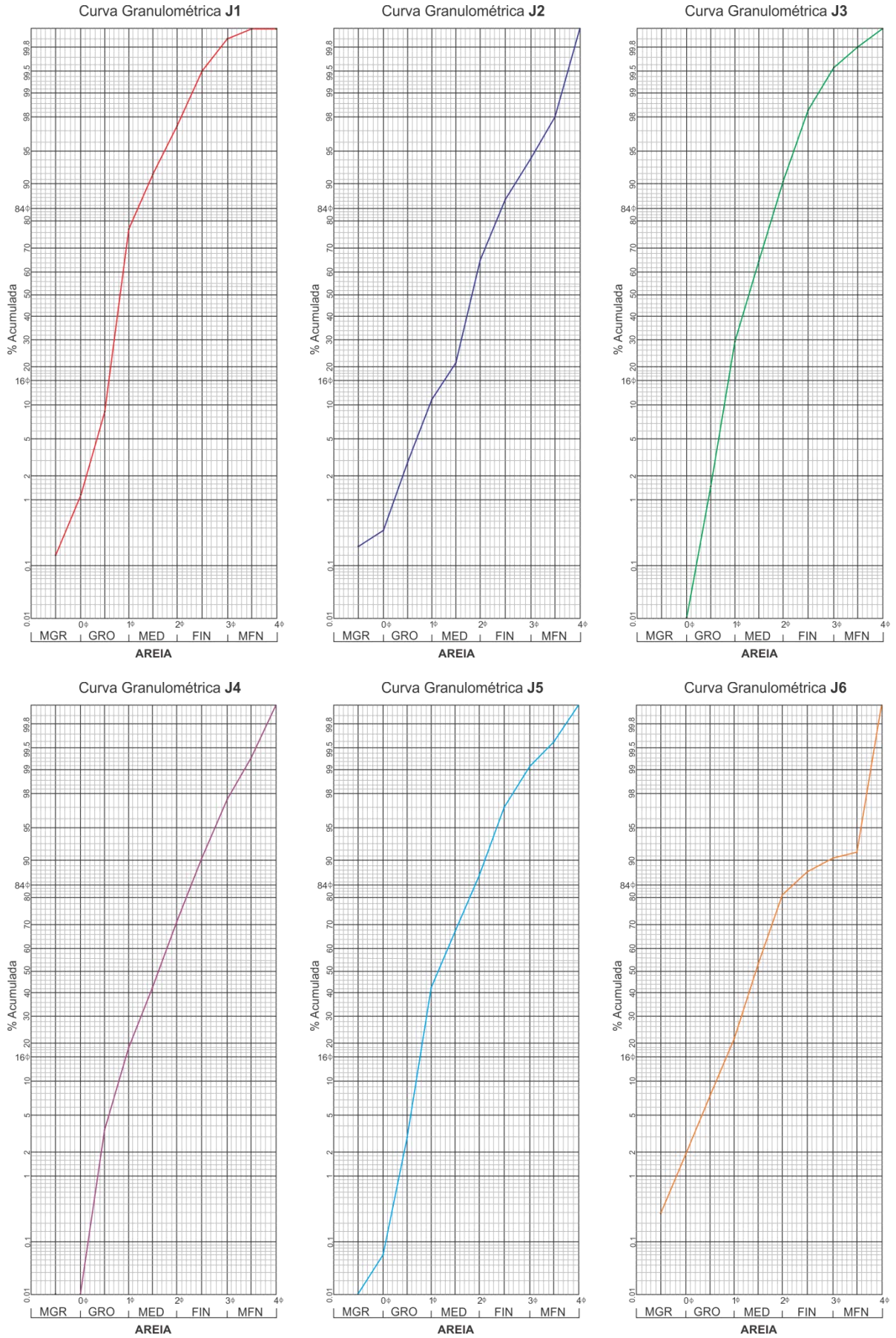


Figura 36: Curvas Granulométricas com ordenada de probabilidade (Amostras J1 a J6).

As amostras apresentam granulometria areia variando de média a grossa e seleção boa a regular (com exceção da amostra J1, seleção muito boa), sem bimodalidade. Na amostra J6, ao contrário das demais, foi constatada quantidade considerável de finos na amostra, podendo ser representada por sedimentos silto-argilosos ou argilosos. As demais amostras correspondem a arenitos com quantidades mínimas de sedimentos finos (sem ou com pouca matriz) ressaltando o aspecto friável que as caracterizam.

Nas amostras J2, J3 e J5 foi constatada uma granulometria predominante (dada pela moda) e uma secundária, dada à presença considerável de grãos de tamanhos diferentes. Isso reflete a seleção regular da maioria das amostras, com exceção da amostra J1 onde foi retido 68,5% da peneira de abertura 0,35 (médio superior). A figura 36 ilustra todas as amostras, de modo a facilitar a comparação entre o comportamento de granulométrico cada amostra:

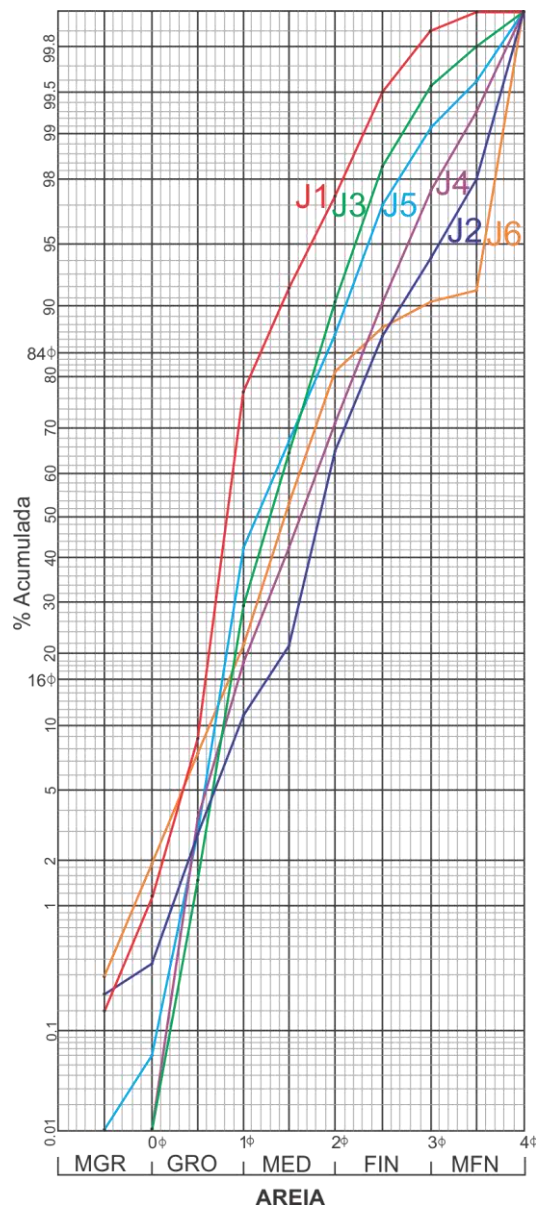


Figura 37: Curva Granulométrica com todas as amostras

Com base nos dados apresentados, é possível concluir que, de fato, a amostra J6 (correspondente à fácies Sm) apresenta quantidade significativa de argila em comparação com as outras amostras. As amostras J2, J3, J4 e J5 apresentam comportamento muito similar, com predominância de grãos médios com alguns grãos finos, seleção regular e pouca ou nenhuma quantidade de matriz. Essas amostras correspondem às fácies St e Sh, muitas vezes com seixos de quartzo contidos em sua estrutura. A amostra J1, por sua vez, destaca-se das demais dada à sua excelente seleção dos grãos. Além disso, os grãos arredondados e a inexistência de matriz possivelmente podem remeter a processo eólico com transporte dado predominantemente por saltação, compondo as fácies de dunas que ocorrem subordinadamente na sequência sedimentar da Formação Pirambóia na área de estudo.

8.5.3 Microscopia

Os arenitos da Formação Pirambóia descritos na Mineração Jundu apresentam, de modo geral, seleção boa a regular com os grãos arredondados (principalmente os grãos mais grossos) a subarredondados, com uma minoria (principalmente os grãos mais finos) de subangulosos, textura grão-sustentada. Algumas das lâminas (como a J2 e J4) mostraram certa bimodalidade, uma vez que há predomínio de duas frações granulométricas dominantes (principalmente fino e médio).

Quanto à mineralogia, o quartzo se mostra como o mineral mais abundante. Foi descrita pequena porcentagem de feldspato potássico (provavelmente ortoclásio), muitas vezes em processo de caulínização. Esse mineral corresponde a aproximadamente 2-3% da amostra, que conta também com traços de muscovita, fragmentos líticos de folhelhos e pequenos clastos de argila em forma de grão. Segundo a classificação de Folk (1978), os arenitos podem ser classificados como quartzo-arenitos (figuras 37 e 38).

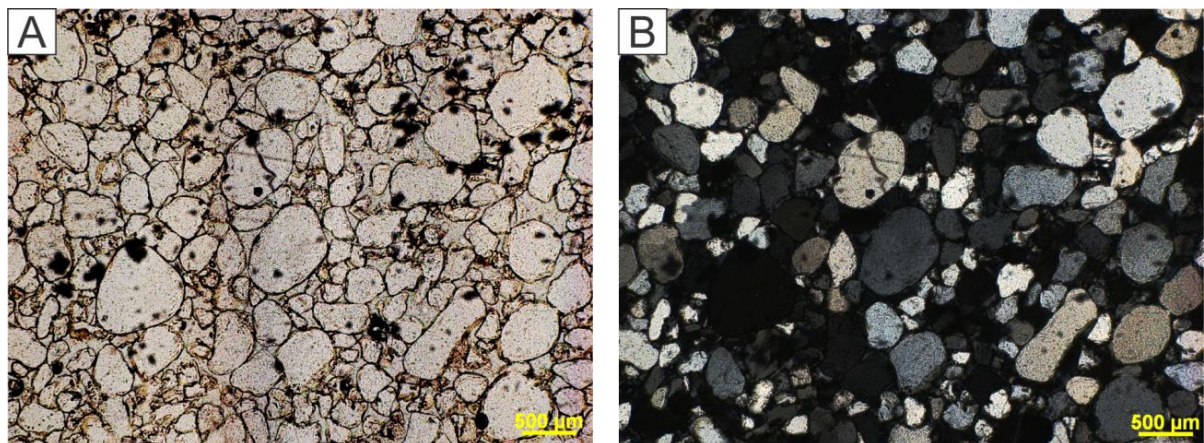


Figura 38: Amostra J4 – Quartzo-arenito com grãos subarredondados, seleção regular, mostrando certa bimodalidade. Em A, foto com nicóis paralelos; em B, com nicóis cruzados.

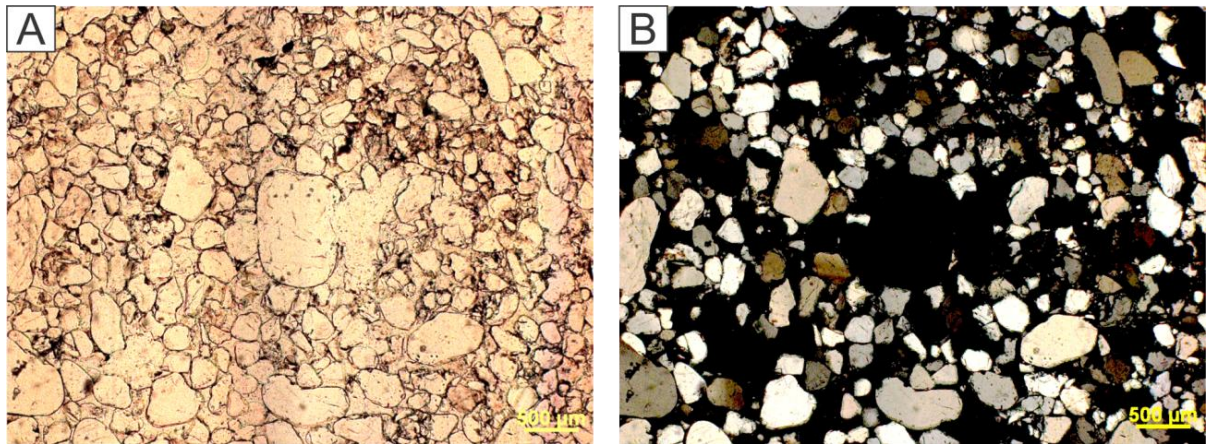


Figura 39: Amostra J2 – Quartzo-arenito com grãos subarredondados, seleção regular, mostrando certa bimodalidade. Em A, foto com nicóis paralelos; em B, com nicóis cruzados.

A cimentação das rochas da Formação Pirambóia é expressa: pela caulinita de centro de poro, ocupando de forma significativa os espaços intergranulares (figura 39); por uma fina película (*coating*) de hidróxido (goethita ou limonita) ou óxido de ferro envolvendo os grãos, (cimentação ferruginosa de cor amarelo-acastanhada que envolve os grãos refletindo na coloração da rocha) (figura 40) e, por fim, pelo sobrecrecimento dos grãos de quartzo (recristalização da sílica na periferia dos grãos) resultando em uma fina película facilmente identificável principalmente ao redor dos mais grossos (figura 41).

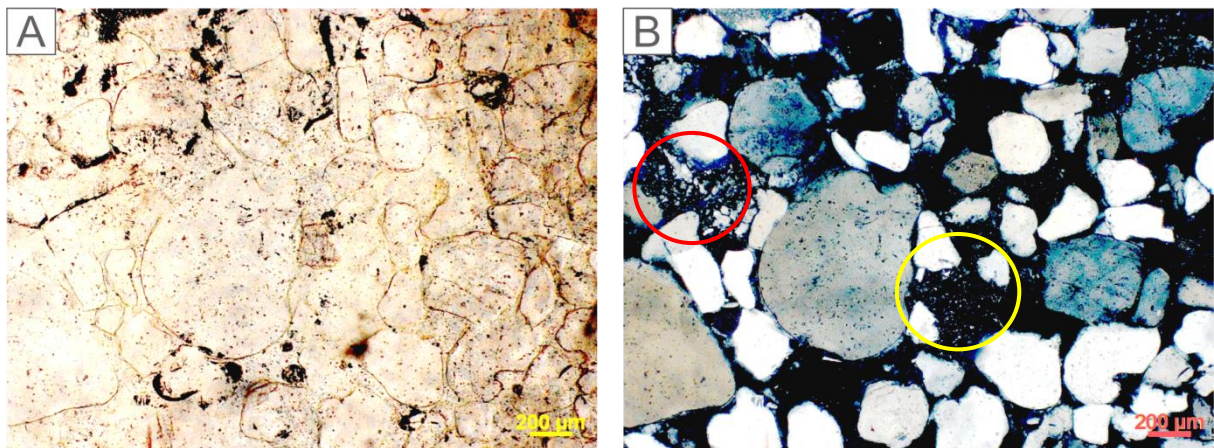


Figura 40: Amostra J1 – Caulinita de centro de poro (circulo amarelo) e feldspato em processo de caolinização (circulo vermelho). Em A, foto com nicóis paralelos; em B, com nicóis cruzados.

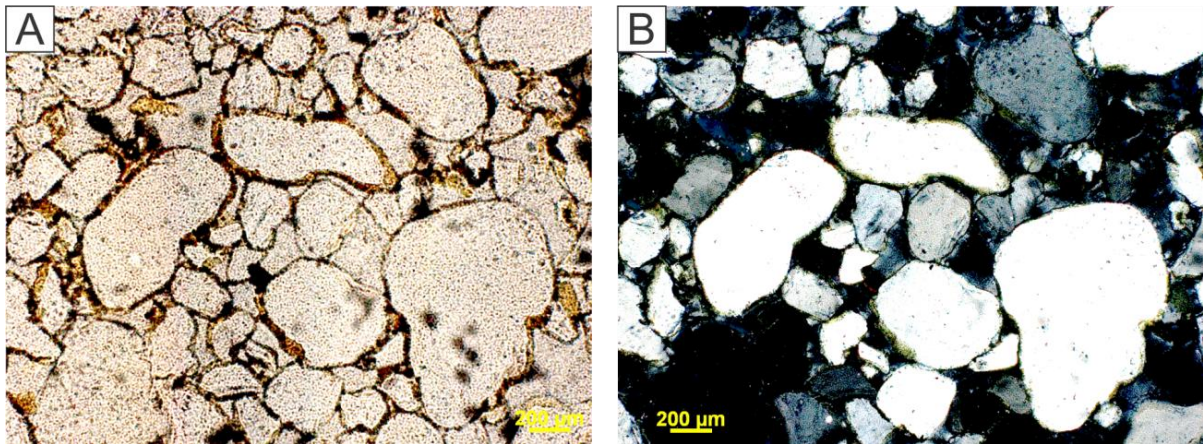


Figura 41 – Amostra J4 - Cimentação ferruginosa de hidróxido de ferro envolvendo os grãos. Em A, foto com nicóis paralelos; em B, com nicóis cruzados.

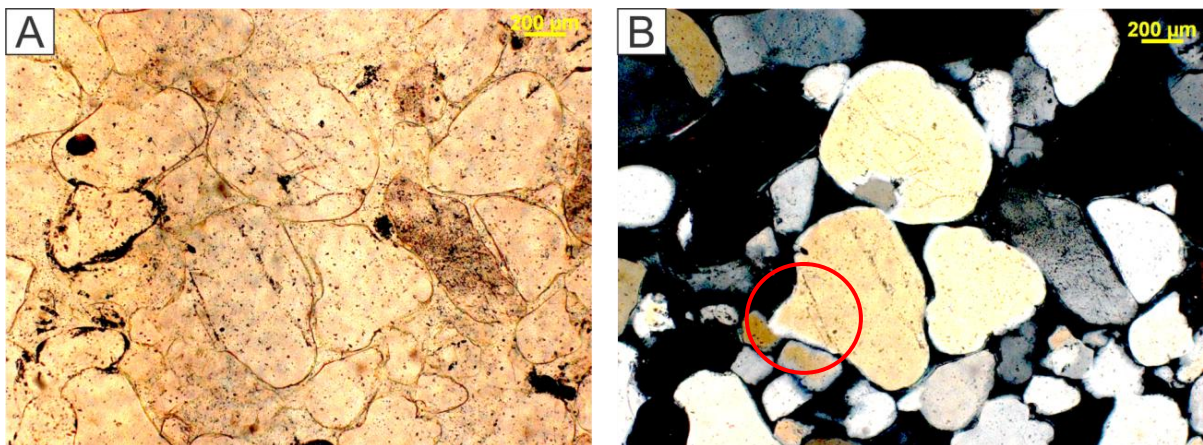


Figura 42 – Amostra J1 – Sobrecrecimento do quartzo, expresso por uma fina película transparente em torno do grão. No círculo vermelho, é possível observar recrystalização expressiva resultando na projeção triangular. Em A, foto com nicóis paralelos; em B, com nicóis cruzados.

As finas películas que recobrem os grãos do arcabouço dos arenitos, expressas por cimentação ferruginosa, podem corresponder *coatings* de argilas eodiagênicas infiltradas mecanicamente através de águas de enchentes fluviais episódicas (Caetano-Chang & Wu, 2003) que, durante a telodiagênese, foram pigmentadas por óxidos e hidróxidos de ferro. Também durante a telodiagênese, possivelmente houve a alteração de feldspatos e remobilização de caulinitas (caulinitas de centro de poro). O crescimento secundário de quartzo pode corresponder a uma fase intermediária ou fase de mesodiagênese.

Os cimentos presentes possuem implicações diretas quanto à redução da porosidade original da rocha. Portanto, mesmo com a presença dos cimentos acima citados, os arenitos da Formação Pirambóia apresentam alta porcentagem de porosidade expressa pelos espaços intergranulares. A porosidade intragranular foi raramente observada, correspondendo provavelmente a cristais de feldspato dissolvidos ou em processo de caolinização.

Em comparação com as outras lâminas, os grãos de quartzo da lâmina J5 (figura 42) encontram-se mais afastados um dos outros, resultando em maior espaço intergranular. Aliado

ao fato de que a lâmina em questão não apresenta nenhum tipo de cimentação ferruginosa e os grãos apresentam-se subarredondados a arredondados, é possível inferir para a amostra J5 maior porosidade que outras amostras.

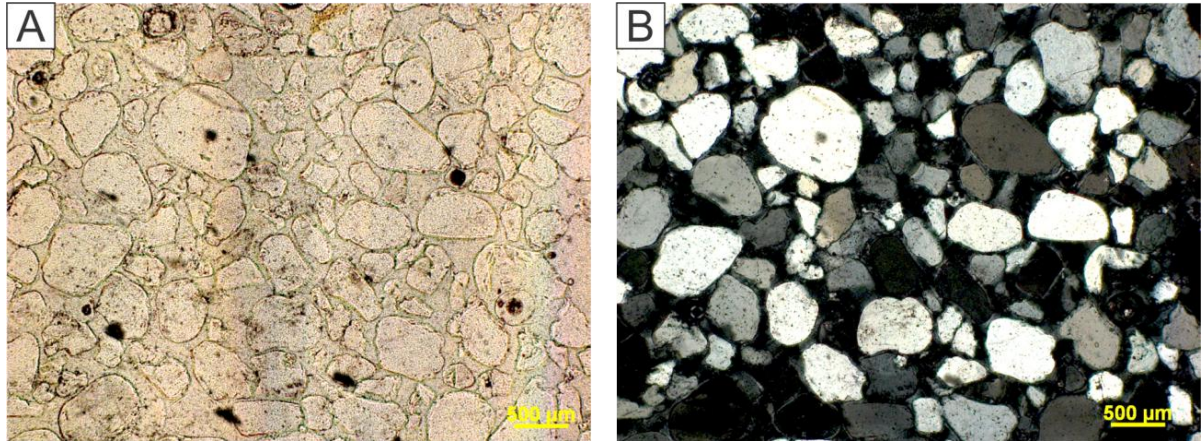


Figura 43 – Amostra J5 – Os espaços intergranulares desta amostra são maiores e com menor presença de agentes cimentantes. Em A também é possível observar o sobrecrecimento de quartzo. Em A, foto com nicóis paralelos; em B, com nicóis cruzados.

9. DISCUSSÃO

9.1 Interpretação Paleoambiental

Muitas das divergências quanto ao ambiente de sedimentação da Formação Pirambóia pairam em torno de ambiente eólico, fluvial ou relacionado à interação flúvio-eólica. De qualquer forma, desde sua definição com *status* de Formação por Soares (1973), os arenitos Pirambóia sempre estiveram relacionados, de alguma maneira, com depósitos aquosos.

Fácies fluviais subordinadas a depósitos eólicos de dunas e interdunas na Formação Pirambóia foram descritas por autores como Lavina (1989), Caetano-Chang *et al.* (1991), Caetano-Chang & Wu (1995), Assine *et al.* (1995), Caetano-Chang (1997) e Assine *et al.* (2004). Assine *et al.* (1995) apontam um cenário paleogeográfico de rios entrelaçados provindos de leste, avançando e dissipando-se em direção a oeste, onde o vento, retrabalhando as areias, edificava grandes campos de dunas. A intercalação das fácies fluviais entre as fácies eólicas, segundo Assine *et al.* (2004), evidencia a interação flúvio-eólica atuante durante a deposição dos sedimentos que deram origem à Formação Pirambóia. Caetano-Chang *et al.* (1991) e Caetano-Chang & Wu (1995) indicam o predomínio de sedimentação eólica expressa por associação de depósitos de dunas, interdunas e lençóis de areia entremeados por depósitos fluviais subordinados.

Arenitos grossos a conglomeráticos que ocorrem na Formação Pirambóia foram estudados por Caetano-Chang & Wu (2006) e formalizados como Arenitos Itirapina. Segundo os autores, esses arenitos ocorrem em Descalvado próximo ao contato com a Formação Botucatu. Os Arenitos Itirapina são produtos de sedimentação em ambientes de leque aluvial de borda de deserto, onde depósitos de barras de sistema fluvial entrelaçado são continuamente retrabalhados pelo vento, resultando em faciologia complexa de diferentes fácies eólicas e fácies de barras fluviais (Caetano-Chang & Wu, 2006). Estes leques aluviais teriam se estabelecido em consequência de mudanças tectônicas na área fonte, ocorrendo, assim, alterações substanciais no suprimento detrítico à bacia (Caetano-Chang & Wu, 1995).

A sequência sedimentar da Formação Pirambóia na região de Descalvado, mais precisamente na Mineração Jundu, foi anteriormente estudada por Caetano-Chang & Wu (2006). No referido local, os Arenitos Itirapina são representados por sucessões de arenitos fluviais marcados por fácies de barras de canais fluviais, com corpos métricos de arenitos finos a grossos, mal selecionados, conglomeráticos, com estratificação cruzada acanalada de médio porte, com abundantes intraclastos de argila. Segundo os autores, os arenitos eólicos subjacentes seriam cortados por canais fluviais resultando em fácies fluviais sobrepostas e/ou

intercaladas às fácies eólicas. As fácies fluviais descritas na Mineração Jundu correspondem a uma entidade individualizada de Caetano-Chang & Wu (2006) denominada “Arenito Itirapina”, restrito à borda leste da bacia, cujas características faciológicas diferem, sobremaneira, do restante da Formação Pirambóia.

A análise das fácies sedimentares da Formação Pirambóia na região de estudo remete ao predomínio de processos sedimentares com tipo de transporte e deposição dominado por carga de fundo, tipicamente fluvial. Além disto, a interpretação da arquitetura deposicional permitiu a identificação dos principais elementos contidos em canal fluvial, como a forma de leito arenosa (SB), macroforma de acreção vertical (FM), lençóis de areia laminados (LS) e forma de leito conglomerática (GB). As associações de fácies arenosas e conglomeráticas que caracterizam os referidos elementos refletem o predomínio de complexos de barras de meio de canal (figura 44) e, em menor proporção, depósitos de enchentes do canal fluvial e depósitos de fluxos hiperconcentrados ou gravitacionais.

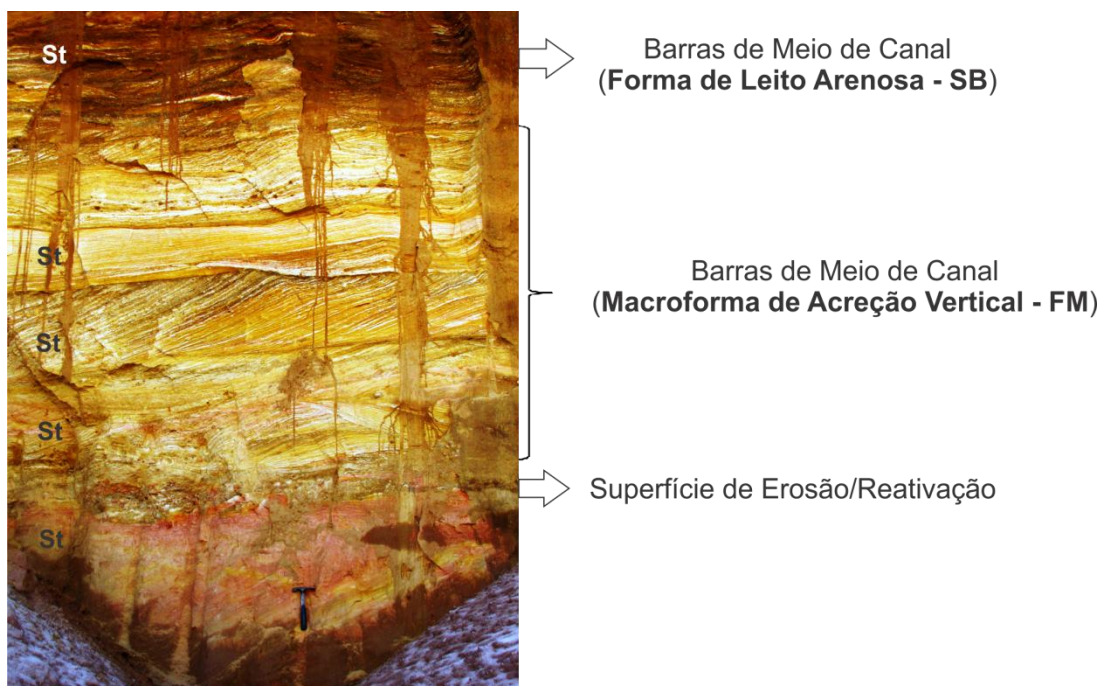


Figura 44: As barras de meio de canal são predominantes na arquitetura deposicional da Formação Pirambóia na região de estudo, principalmente aquelas representadas pela forma de leito arenosa (SB) e macroforma de acreção vertical (FM).

Depósitos eólicos compostos por fácies de dunas e interdunas (figura 45) também foram identificados, principalmente na região Norte da Mineração Jundu. Fácies de dunas são expressas por arenitos médios e grossos, rosa-esbranquiçados, bem selecionados, grãos arredondados, sem matriz e com estratificação cruzada acanalada de porte decimétrico; fácies de interdunas, por sua vez, são os arenitos finos com grãos médios, rosa amarelado, bem selecionado, grãos subarredondados, pouca matriz siltosa, com laminação plano-paralela.

Estes depósitos eólicos foram raramente observados na sequência sedimentar da Formação Pirambóia na região de estudo. O predomínio é de arenitos fluviais, médios a muito grossos, mal selecionados, grãos subarredondados a subangulosos, muitas vezes com seixos de quartzo contidos nos *foresets* e conglomerados com grânulos, seixos de diversos tamanhos, lentes e fragmentos de arenitos e de clastos de argila.

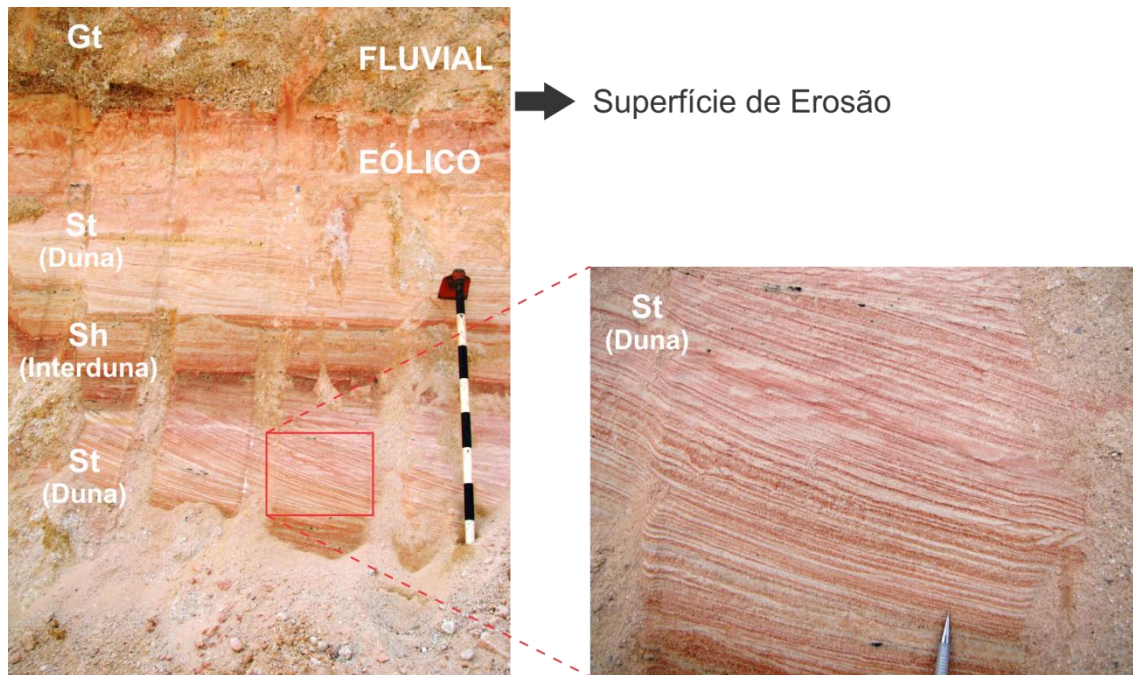


Figura 45: Depósitos de dunas e interduna com contato com fácies fluviais marcado por superfície de erosão. Na foto a direita, detalhe da fácies de dunas eólicas.

A interpretação do paleoambiente deposicional de rios meandrantés proposta por Soares (1973) para a Formação Pirambóia é aqui descartada dada à falta de ocorrência de fácies de finos na sequência sedimentar da unidade na região de estudo, além de rara ocorrência de elementos arquiteturais e de associações de fácies que caracterizam esse tipo de canal (como os depósitos de acreção lateral - LA), indicando a baixa sinuosidade e baixa taxa de migração do canal em questão. A abundância de arenitos médios a muito grossos mal selecionados (muitas vezes conglomeráticos), a ocorrência de conglomerados, os níveis com clastos centimétricos de argila e a falta de ocorrência de fácies de sedimentos finos remetem a canal fluvial altamente dinâmico (capaz de erodir os poucos depósitos pelíticos com os pulsos de descargas seguintes), com alto suprimento sedimentar (essencialmente arenoso e cascalhoso) e com planície de inundação pouco desenvolvida. Portanto, os rios que deram origem aos sedimentos da Forma o Pirambóia na região de estudo são interpretados como sendo rios entrelaçados.

O predomínio da fácies St nos afloramentos da Minera o Jundu permite inferir o domínio de processos sedimentares geradores de dunas de crista sinuosa ou tridimensionais

que, ao migrarem, formaram barras lobadas ou linguóides de meio de canal (elementos estes predominantes no registro sedimentar da Formação Pirambóia na região de estudo). Estas barras foram formadas na medida em que a correnteza foi deixando o material de frações granulométricas que não podia mais transportar, resultando em “ilhas arenosas” e na bifurcação do curso do rio. Esta interpretação é reafirmada pela abundante identificação de macroformas de acreção vertical (FM) e de forma de leito arenosa (SB) (figura 43), sendo estes dois elementos aqueles formadores de barras arenosas de meio de canal de rios entrelaçados ou rios de carga de fundo (SCHUMM, 1972).

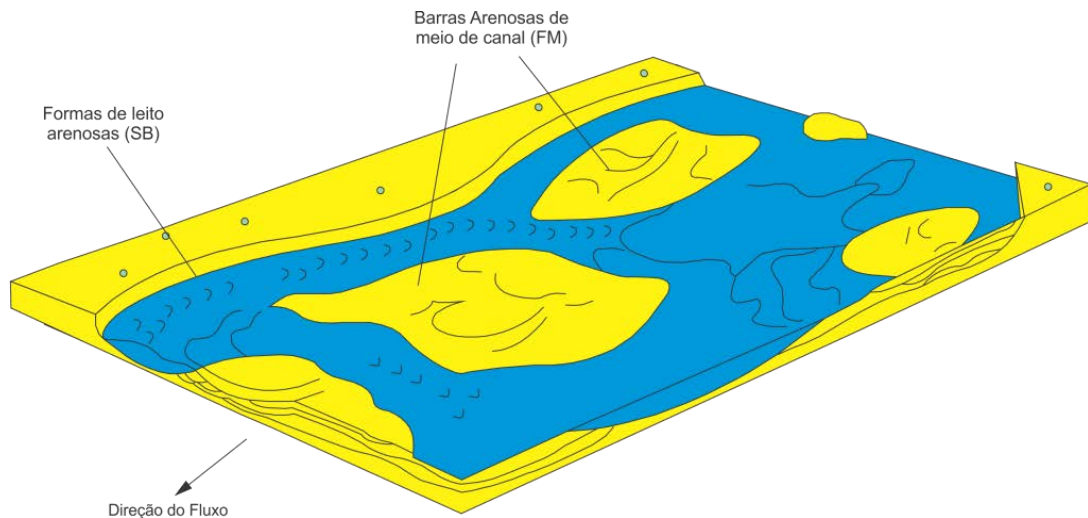


Figura 46: Sistema fluvial entrelaçado, com os principais elementos arquiteturais que os constituem (SCHERER, 2008 modificado de RICHARDS, 1996).

Dada às dimensões restritas dos afloramentos para tal análise, a geometria do canal principal não foi reconhecida. Rios entrelaçados modernos atingem mais de 9 km de comprimento do canal, compostos por inúmeros talwegues, a exemplo do rio Brahmaputra, na Índia. Apesar disto, foram identificados depósitos de arraste de canal, expressos por grandes clastos argilosos ferricitizados orientados, provavelmente marcando a base de um dos talwegues dentro do canal fluvial principal. Segundo Caetano-Chang & Wu (2006), os clastos de argila que ocorrem na área de estudo também podem marcar o contato de arenitos eólicos e fluviais, através de uma superfície de erosão que pode expressar a parada da sedimentação fluvial e erosão desses depósitos.

Importante ressaltar que a coexistência de fácies de dunas e interdunas e fácies de barras de canal expressam, de fato, íntima interação entre ambientes de deserto e fluvial entrelaçado que tradicionalmente caracterizam o registro sedimentar da Formação Pirambóia. Ao contrário do que é comumente descrito para esta unidade em outras regiões, na região de estudo registra-se o predomínio da sedimentação em canais fluviais na Formação Pirambóia.

9.2 Arenitos da Formação Pirambóia como potencial rocha-reservatórios

O uso da Formação Pirambóia como um análogo para o estudo de reservatórios de petróleo foi anteriormente apresentado por Lanzarini (1995), uma vez que esta unidade é notória pela ocorrência de arenitos asfálticos e por constituir parte do Aquífero Guarani.

Arenitos fluviais constituem importantes reservatórios no Brasil e no mundo, tais como as formações Sergi (Campo Araçás, Bacia do Recôncavo), Açu (Campo Alto do Rodrigues, Bacia Potiguar), Chaunoy, no campo homônimo (Bacia de Paris) e Nahr Umr (campo de Burgan, no Kuwait) (ZANÃO *et al.*, 2006).

Como a pesquisa de rochas reservatórios em subsuperfície requer métodos muitas vezes indiretos e com altos custos financeiros envolvidos, é de suma importância o estudo de rochas análogas em superfície para a utilização de modelos ou guias exploratórios no desenvolvimento e exploração de hidrocarbonetos (ZANÃO *et al.*, 2006).

Os arenitos predominantemente fluviais constituem, de modo geral, rochas altamente friáveis com pouca ou rara presença de matriz. Na análise petrográfica, foram reconhecidos quartzo-arenitos de seleção regular, com grãos arredondados a subarredondados. Foi observada certa cimentação entre os grãos, representada por *coatings* de argila e/ou hidróxidos e óxidos de ferro, por crescimento secundário dos grãos de quartzo e pela caolinita de centro de poro. As análises granulométricas indicaram arenitos com granulometria variando de fina a média superior, seleção regular. Os arenitos da fácies Sm diferem um pouco destas características, apresentando mal selecionamento dos grãos e considerável quantidade de matriz argilosa. Estas características podem ser explicadas através dos processos sedimentares (fluxos hiperconcentrados ou gravitacionais de massa) que deram origem a fácies Sm, como exposto anteriormente.

Apesar da ocorrência de cimentos, a porosidade dos arenitos não foi reduzida de forma significativa, provavelmente condizendo com a porcentagem de 35% de porosidade apresentada por Caetano-Chang (1997). Assim sendo, os quartzo-arenitos das fácies St e Sh constituem excelentes rochas reservatórios, caracterizadas pelos grãos finos a médios, seleção regular, grãos arredondados.

A excelência da qualidade de rochas reservatórios pode ser em parte justificada pelo aumento de porosidade que as rochas da Formação Pirambóia sofreram durante a mesodiagênese, assim como apontado por Caetano-Chang & Wu (2003). Segundo os autores, nesta fase ocorreu dissolução de grande parte dos cimentos dos arenitos fornecendo considerável aumento da porosidade (*oversized pores*).

10. CONCLUSÃO

Os processos sedimentares geradores das fácies sedimentares da Formação Pirambóia na região de estudo são do tipo de carga de fundo. Predominam rochas geradas sob regime de fluxo inferior (fácies St, fácies Sr, fácies Gt), com a migração da forma de leito arenosa e conglomerática ou migração de dunas tridimensionais. Processos de regime de fluxo superior a crítico também estiveram presentes, principalmente em épocas de enchentes do canal fluvial formando formas de leito planas (fácies Sh). Os canais fluviais responsáveis pela sedimentação da Formação Pirambóia na região de estudo são interpretados como sendo entrelaçados (*braided rivers*).

São preservados, no registro sedimentar da unidade na área de estudo, associações de fácies que compõem complexos de barras de meio canal, depósitos de eventos episódicos de inundação do canal fluvial, depósitos de fluxos hiperconcentrados ou gravitacionais e depósitos eólicos. Além disso, foram observados pequenos canais contidos no canal fluvial principal (que não foi possível ser identificado).

Os complexos de barras de canal são compostos pelos elementos arquiteturais de macroforma de acreção vertical (FM), característico de canais fluviais entrelaçados, forma de leito arenosa (SB) e forma de leito ou barras conglomeráticas (GB). A rara a nenhuma ocorrência de depósitos de acreção lateral e de finos de planície de inundação indicam, respectivamente, canal fluvial com baixo grau de sinuosidade e com planície de inundação pouco desenvolvida.

A partir disto, interpreta-se para os sedimentos da Mineração Jundu em Descalvado (SP) origem relacionada à paleoambiente deposicional composto predominantemente por canais fluviais entrelaçados, com depósitos eólicos subordinados, representados por fácies de dunas e de interdunas. Os processos eólicos também podem ser expressos por superfícies de deflação eólica, com níveis contínuos de seixos de quartzo e, possivelmente, pelo retrabalhamento dos depósitos fluviais.

A Formação Pirambóia é tradicionalmente considerada como produto da sedimentação de ambiente eólico úmido (com fácies de dunas, interdunas úmidas e lençóis de areia) com sedimentação fluvial subordinada. Na região de estudo, a unidade em questão constitui-se uma particularidade no registro sedimentar desta unidade, correspondendo aos Arenitos Itirapina de Caetano-Chang & Wu (2006).

Quanto à definição e caracterização desta unidade como potencial rocha reservatório, constata-se que suas fácies St e Sh são excelentes reservatórios apresentando porosidades de

até 35% (Caetano-Chang, 1997). Os arenitos médios a grossos, friáveis, seleção boa a regular, grãos subarredondados a arredondados e com rara matriz indicados pelas análises petrográficas e granulométricas caracterizam a excelência desta unidade como rocha reservatório, em que a presença de cimentos como *coatings* de argila e óxido e hidróxido de ferro, sobrecrescimento do quartzo e caulinita de centro de poro não reduzem de maneira significativa a porosidade dos arenitos.

11. BIBLIOGRAFIA

- ALMEIDA, F.F.M. Botucatu, um deserto triássico da América do Sul. *DNPM Notas Preliminares e estudos*, Rio de Janeiro, 86, 9. 1-21, 1954.
- ALMEIDA, F.F.M. de & BARBOSA, O. Geologia das quadrículas Piracicaba e Rio Claro, Estado de São Paulo. *Bol. DGM/DNPM*, 143:1-96, 1953.
- ALMEIDA, F.M.A.; ASSINE, M.L.; CARNEIRO, C.D.R. A megadesertificação mesozoica. In: HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; ALMEIDA, F.F.M.; BARTORELLI, A. *Geologia do Brasil*. São Paulo, Beca, 2012, p. 419-428.
- ANDREIS, R.R.; BOSSI, G.E.; MONTARDO, D.K. O Grupo Rosário do Sul (Triássico) no Rio Grande do Sul, Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, 1980. Camboriu, SC. *Anais...* 2, p. 659 – 673.
- ARAB, P.B.; PERINOTTO, J.A.J.; ASSINE, A.L. Grupo Itararé (P-C da Bacia do Paraná) nas regiões de Limeira e Piracicaba - SP: Contribuição ao estudo das litofácies. *Geociências*, São Paulo, UNESP, v. 28, n. 4, p. 501-521, 2009 .
- ARAÚJO L.M.; TRIGUIS J.A.; CERQUEIRA J.R.; FREITAS L.C. DA S. 2000. The atypical Permian Petroleum System of the Paraná Basin, Brazil. In: M.R. MELLO & B.J. KATZ (eds.) *Petroleum systems of South Atlantic margins*. AAPG Memoir 73:377-402,2000.
- ARAÚJO, C.C.; YAMAMOTO, J.K.; MADRUCCI, V. Análise morfoestrutural em área de ocorrência de arenito asfáltico, Bacia do Paraná, São Paulo. *Revista do Instituto Geológico*, São Paulo, 24(1/2), p. 25-41, 2003.
- ARAÚJO, C.C.; YAMAMOTO, J.K.; ROSTIROLLA, S.P. Distribuição espacial e caracterização geológica dos arenitos asfálticos da borda leste da Bacia do Paraná no estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*, 34(2):187-200, 2004.
- ARTUR, P.C.; SOARES, P.C. Paleoestruturas e petróleo na Bacia do Paraná, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 32(4): 433-448, 2002.
- ASSINE, M.L.; SOARES, P.C.; MILANI, E.J. Sequências tectono-sedimentares mesopaleozóicas da Bacia do Paraná, sul do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 24(2):77-89, junho de 1994.
- ASSINE M.L. & SOARES P.C. Interação flúvio-eólica na Formação Pirambóia. In: SBG, SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 4, 1995, Águas de São Pedro, *Boletim Resumos*, p. 65.
- ASSINE, M.L.; ZACHARIAS, A.A.; PERINOTTO, J.A.J. Paleocorrentes, paleogeografia e sequências deposicionais na Formação Tatuí, centro-leste do estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*, vol. 33 (1), 2003.
- ASSINE, M.L.; PIRANHA, J.L.; CARNEIRO, C.D.R. Os paleodesertos Pirambóia e Botucatu. In: NETO, V.M.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.; BRITO-NEVES, B.B.de. (Coordenadores), *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Editora Beca, 2004, p. 77-92.
- BARBOSA-GIMENEZ, N.L.; CAETANO-CHANG, M.R. Diagênese de arenitos da Formação Tatuí no estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*, 40(1): 68-79, março de 2010.
- BATEZELLI, A.; SAAD, A.R.; BASILICI, G. Arquitetura deposicional e evolução da sequência aluvial neocretácea da porção setentrional da Bacia Bauru, no sudeste brasileiro. *Revista Brasileira de Geociências*, 37(1): 163-181, março de 2007.
- BJORNBERG, A.J.S. & LANDIM, P.M.B. Contribuição ao estudo da Formação Rio Claro (Neoceno-zóico). São Paulo: *Boletim Sociedade Brasileira de Geologia*, v. 15, n. 4, 1966, p.43-68.
- BONGIOLO D.E. & SCHERER C.M.S. Facies architecture and heterogeneity of the fluvial-aeolian reservoirs of the Sergi formation (Upper Jurassic), Recôncavo Basin, NE, Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 27(9):1885-1897, 2010.

BONGIOLO, A.B.S.; SOARES, A.P.; BITTENCOURT, A.V.L.; FERREIRA, F.J.F. Compartimentação estrutural e conectividade hidráulica dos sistemas aquíferos Serra Geral e Guarano: caracterização hidrogeoquímica na região central do Estado do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, 41(2): 319-333, junho de 2011.

BÓRIO, N.J. Geologia da área de São Pedro, SP. 125 p. Tese de Doutorado, Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras de Rio Claro, Rio Claro-SP, 1973.

BRIGHETTI, J.M.P & CAETANO-CHANG, M.R. Aspectos da bimodalidade em sedimentos eólicos da Formação Pirambóia. *In: SBG, SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE*, 4, 1995, Águas de São Pedro, *Boletim Resumos*, p. 68

BRIGHETTI, J.M.P & CAETANO-CHANG, M.R. Fácies e Dunas e Lençóis de areia em sedimentos da Formação Pirambóia na região de Rio Claro - SP. *In: SBG, SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE*, 4, 1995, Águas de São Pedro, *Boletim Resumos*, p.67.

CAETANO-CHANG, M.R.; WU, F.T.; BRIGHETTI, J.M.P. Caracterização eólica de arenitos da Formação Pirambóia, proximidades de São Pedro (SP). *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE*, 2, São Paulo. *Atas...* São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1991, v. 2, p. 53-58.

CAETANO-CHANG M.R. & WU F.T. Bacia do Paraná: Formações Pirambóia e Botucatu. *In: SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 37, 1992, São Paulo, *Roteiro de Excursão* 2, p. 1-19.

CAETANO-CHANG M.R. & WU F.T. A composição faciológica das formações Pirambóia e Botucatu no centro-leste paulista e a delimitação do contato entre as unidades. *In: SIMPÓSIO DE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ*, 1, 1993, Rio Claro-SP, *Boletim Resumos*, p. 93.

CAETANO-CHANG M.R & WU F.T. As Formações Pirambóia e Botucatu no Estado de São Paulo. *In: SBG, SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE*, 4, 1995, Águas de São Pedro, *Boletim Resumos*, p. 64.

CAETANO-CHANG M.R. A Formação Pirambóia no centro-leste do Estado de S Paulo. 196 pp. Tese de Livre Docência, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Rio Claro-SP, 1997.

CAETANO-CHANG, M.R. & WU, F.T. Diagênese de arenitos da Formação Pirambóia no centro-leste paulista. *Geociências*, São Paulo, UNESP, v. 22, N. Especial, p. 33-39, 2003.

CAETANO-CHANG M.R. & WU F.T. Arenitos Flúvio-Eólicos da porção superior da Formação Pirambóia no centro-leste paulista. *Revista Brasileira de Geociências*, 36(2): 296-304, 2006.

CARNEIRO, C. D. R. Viagem virtual ao Aquífero Guarani em Botucatu (SP): Formações Piramboia e Botucatu, Bacia do Paraná. *Terræ Didática* 3(1), 2007, 50-73.

CESERO P.; MAURO L.M.; DE ROS L.F. Técnicas de preparação de lâminas petrográficas e de moldes de poros na PETROBRAS. *Boletim de Geociências PETROBRAS*, 3:105-116, 1989.

COLLINSON, J. D. Alluvial sediments. *In: H. G. READING, ed., Sedimentary environments and facies* (3d ed.): New York, Elsevier, 1996., p. 37-82.

CORDANI, U. G.; NEVES, B. B. B.; FUCK, R. A., PORTO, R., THOMAS FILHO, A.; CUNHA, F. M. B. Estudo preliminar de integração do Pré-cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. *Ciência Técnica Petróleo*, Rio de Janeiro: PETROBRAS. CENPES. SINTEP, n. 15, 70 p., 1984.

COSTA, R.T.C. Estudo da deposição das fácies eólicas da Formação Sergi, na Bacia do Recôncavo, no contexto da estratigrafia de sequências. Trabalho de Graduação, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 2004.

COTTAS, L.R.; GODOY, A.M.; GERALDES, M.C. Novas considerações petrográficas e estratigráficas sobre as Formações Pirambóia e Botucatu na Bacia Sedimentar do Paraná. *In: SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 34, 1986, Goiânia, *Boletim Resumos*, p. 191-195.

DIAS, K.D.N. Análise estratigráfica da Formação Pirambóia, Permiano superior da Bacia do Parná, leste do Rio Grande do Sul. Dissertação de mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Porto Alegre, 2006.

KOCUREK, G. Desert aeolian systems. *In: READING, H.G. (Ed.), Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Third Edition. Blackwell Science, London, 1996, pp. 125-153.

FOLK R.L. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill Pub. Company, 182 pp, 1974.

FRANÇA, A.B. & POTTER, P.E. Estratigrafia, ambiente deposicional e análise de reservatórios do Grupo Itararé (Permocarbonífero), Bacia do Paraná (Parte I). *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 2, p. 147-191, 1988.

FÚLFARO, V.J. & BÓRIO, N.J. Novas observações sobre a faciologia do Arenito Botucatu no Estado de São Paulo. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 22, 1968, *Bol. Resumos...*, p. 57-59.

GALHANO, F.A.P. Petróleo e Gás na Bacia do Paraná. Tese de Doutorado, Escola Politécnica da Universidade de São Paulo, São Paulo, 2006.

GAMA JUNIOR, E. Concepções estratigráficas em análise de bacias: C) A Estratigrafia Genética. *Geociências*, São Paulo, 8: 21-361 1989.

GARCIA, M.A.; RIBEIRO, H.J.P.S.; SOUZA, E.S.; TRIGUIS, J.A. Correlação entre a faciologia e a geoquímica orgânica dos *tar stands* da Formação Pirambóia, Triássico da Bacia do Paraná, Fazenda Betumita, no Estado de São Paulo. *Geociências*, São Paulo, UNESP, v.30, n.3, p. 357-369, 2011.

GASTMANS, D. & CHANG, H. K. 2005 Avaliação da Hidrogeologia e Hidroquímica do Sistema Aquífero Guarani (SAG) no Estado do Mato Grosso do Sul. *Revista Águas Subterrâneas*. Vol. 19. Nº 1, 2005, p. 35- 48.

GESICKI, A.L.D. Evolução Diagenética das Formações Pirambóia e Botucatu (Sistema Aquífero Guarani) no Estado de São Paulo. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, 2007.

GIANNINI, P.C.F.; SAWAKUCHI, A.O.; FERNANDES, L.A.; DONATTI, L.M. Paleoventos e Paleocorrentes subaquosas do sistema deposicional 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, 2004.

GIANNINI, P.C.F.; ASSINE, M.L.; SAWAKUCHI, A.O. Ambientes Eólicos. *In: SILVA, A.J.C.L.P.; ARAGÃO, M.A.N.F.; MAGALHÃES, A.J.C. Ambientes de Sedimentação Silicilástica do Brasil*. São Paulo, Beca, 2008.

HÖUNG, D.; AFFONSECA, F.M.D.; BAYER, P.; OLIVEIRA, E.G.; PERINOTTO, J.A.J.; REIS, F.; WEIB, H.; GRATHWOHL, P. High-resolution aquifer analog of fluvial-aeolian sediments of the Guarani aquifer system. *Environmental Earth Sciences* (Internet), v. x, p. x, 2013.

HUBERT J.F. A zircon-tourmaline-rutile maturity index and the interdependence of the composition of heavy mineral assemblages with the gross composition and texture of sandstones. *Jour. Sed.Petrology*, 32 :440-450, 1962.

KOCUREK, G. & HAVHOLM, K. Eolian sequence stratigraphy - a conceptual framework. *In: WEIMER, P. & POSAMENTIER, H.W. (Ed.). Silicilastic sequence stratigraphy: recent developments and applications*. AAPG Mem., 58, 1993, p. 393-409.

LANGFORD, R.P. & CHAN, M.A. Fluvial-aeolian interactions. Part II, Ancient System. *Sedimentology*, 36:1037-1051, 1989.

LANZARINI, W.L. A Formação Pirambóia como um análogo para o estudo de geometria de reservatórios de petróleo. *In: SBG, SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE*, 4, 1995, Águas de São Pedro, *Boletim Resumos*, p. 66.

LAVINA, E.L.C. Formação Pirambóia: um episódio de desertificação da Bacia do Paraná ao final do Permiano? *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE*, 1, 1989, Rio de Janeiro, *Bol. Resumos...* p. 8-9.

LAVINA, E.L.C & FACCINI, U.F. Formações Pirambóia e Sanga do Cabral: um episódio de desertificação na Bacia do Paraná ao final do Permiano? *In: SIMPÓSIO DE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PRANÁ*, 1, 1993, Rio Claro, SP, *Bol. Res. Expandidos...*, p. 94 – 95.

MARTIN, C.A.L.; TURNER, B.R. Origins of massive-type sandstones in braided river systems. *Earth-Science Reviews*, 44, 1998, p. 15–38

MASSOLI, M. Geologia do município de Santa Rita do Passa Quatro, SP. *Revista do Instituto Geológico*, São Paulo, 2(2): 35-45, jun./dez. 1981.

MATOS S.L.F. O contato entre o Grupo Passa Dois e a Formação Pirambóia na borda leste da Bacia do Paraná no Estado de São Paulo. 110 p. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1995.

MENEZES, L. Mapeamento digital de análogos a reservatórios petrolíferos: exemplo para depósitos fluviais da unidade Açú-3 - Bacia Potiguar. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Centro de Ciências Exatas e da Terra, Natal, 2004.

MIALL, A.D. A Review of the Braided-River Depositional Environment. *Earth-Science Reviews*, 13, p. 1-62, 1977.

MIALL, A.D. Analysis of fluvial depositional systems. Am Assoc Petrol Geol Educ Course Notes Ser 20. 1981.

MIALL, A.D. Architectural-Element Analysis: A New Method of Facies Analysis Applied to Fluvial Deposits. *Earth-Science Reviews*, 22, 261-308, 1985.

MIALL, A.D. Facies Architecture in clastic sedimentary basins. *In: KLEINSPEHN, K.L. & PAOLA, C. New perspectives in basin analysis*. Berlin, Springer-Verlag, 1988, p.67-81.

MIALL, A. D. Hierarchies of architectural units in terrigenous clastic rocks, and their relationship to sedimentation rate. *In: MIALL, A. D. & TYLER, N. (eds.). The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Concepts in Sedimentology and Paleontology, 3, 1991, pp. 6–12.

MIALL, A.D. The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology. New York, Springer-Verlag, 1996, 582 p.

MIALL, A.D. The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology. Berlin, Springer-Verlag, 2006, 599p.

MILANI E.J. Intraplate tectonics and evolution of the Paraná Basin, SE Brazil. *In: WIT, M. & RANSOME, I.D. (eds.) Inversion Tectonics of the Cape Fold Belt, Karoo and Cretaceous Basin of Southern Africa*. Balkema, Amsterdam, 1992, p. 101-108.

MILANI, E.J. Evolução Tectono-Estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica de Gondwana Sul-Occidental (v.I, Texto; v. II, Figuras e Anexos). 225 p. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1997.

MILANI, E.J.; RAMOS, V.A. Orogenias Paleozóicas no domínio sul-occidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, 28(4): 473-484, 1998.

MILANI, E.J.; MELO, J.H.G.; SOUZA, P.A.; FERNANDES, L.A.; FRANÇA, A.B. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 265-287, maio/nov. 2007.

QUINTAS, M.C.L.; MANTOVANI, M.S.M.; ZALÁN, P.V. Contribuição para o estudo da evolução mecânica da Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, Rio de Janeiro, 11 (1/2): 48-73, jan./dez. 1997.

RICCOMINI C.; GIMENEZ F^o A.; ALMEIDA F.F.M. Considerações sobre a estratigrafia do Permo-Triássico na região da Serra do Cadeado, Paraná. In: SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, 1984, Rio de Janeiro, *Atas*, p. 754-764.

RICCOMINI, C.; COIMBRA, A.M. Sedimentação em rios entrelaçados e anastomosados. *Boletim IG-USP. Série Didática*, v. 6, p. 1-44, 1993.

ROCHA, G. A. O grande manancial do Cone Sul. *Estudos Avançados*, v.11, n.30, 1997, p.191-212.

ROHN, R. Evolução ambiental da Bacia do Paraná durante o Neopermiano no leste de Santa Catarina e do Paraná. 386 p. Tese de Doutorado. São Paulo, IG-USP, 2 vol., 1994.

SCHERER, C.M.S. Ambientes Fluviais. In: SILVA, A.J.C.L.P.; ARAGÃO, M.A.N.F.; MAGALHÃES, A.J.C. Ambientes de Sedimentação Siliciclástica do Brasil. São Paulo, Beca, 2008.

SCHNEIDER, R.L.; MUHLMANN, H.; TOMMASI, E.; MEDEIROS, R.A.; DAEMON, R.A.; NOGUEIRA, A.A. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, 1974, Porto Alegre. *Anais...* Porto Alegre: Sociedade Brasileira de Geologia, 1974, v. 1, p. 41-65.

SCHUMM, S.A. Fluvial paleochannels. In: RIGBY, J.K. & HAMBLIN, W.K. (eds.), *Recognition of Ancient Sedimentary Environments*. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ., 16, 1972, pp. 98-107

SOARES, A.P.; SOARES, P.C.; HOLZ, M. Correlações estratigráficas conflitantes no limite Permo-Triássico no Sul da Bacia do Paraná: O contato entre duas sequências e implicações na configuração espacial do Aquífero Guarani. *Revista Pesquisas em Geociências*, 35 (2): 115-133, 2008.

SOARES, P. C. O limite glacial - pós-glacial do Grupo Tubarão no Estado de São Paulo. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 44: 333-341, 1972.

SOARES, P.C. Arenito Botucatu e Pirambóia no Estado de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26, 1972, Belém. *Resumos...* Sociedade Brasileira de Geologia, 1972, p. 250-251.

SOARES P.C. O Mesozoico Gondwânico no Estado de São Paulo. 153 pp. Tese de Doutorado. Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras de Rio Claro, Rio Claro-SP, 1973.

SOARES P.C. Divisão estratigráfica do Mesozóico do Estado do São Paulo. *Rev. Bras. Geociências*, 5:229-251, 1975.

THOMAZ FILHO, A.; MIZUSAKI, A.M.P.; ANTONIOLI, L. Magmatismo nas bacias sedimentares brasileiras e sua influência na geologia do petróleo. *Revista Brasileira de Geociências*, 38(2-suplemento): 128-137, 2008.

THOMAZ FILHO, A.; MIZUSAKI, A.M.P.; ANTONIOLI, L. Magmatism and petroleum exploration in the Brazilian Paleozoic basins. *Marine and Petroleum Geology*, 25, 143-151, 2008.

TURNER, S.; REGELOUS, M.; KELLEY, S.; HAWKESWORTH, C.; MANTOVANI, M. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision ⁴⁰Ar-³⁹Ar geochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.* 121: 333-348, 1994.

VIEIRA, P.C. Interpretação geocronológica preliminar da Bacia do Paraná. *Revista do Instituto Geológico*, São Paulo, 1(2):25-32, jul./dez. 1980

WALKER, R.G.; CANT, D.J. Sandy fluvial systems. *In*: WALKER, R. G. (ed) *Facies models*, 2nd edn. Geosci Can Reprint, 1984, Ser 1: 71-89.

WASHBURN C.W. Geologia do petróleo no Estado de São Paulo. *Com. Geog. Geol. São Paulo*, bol.22, 1930.

WU F.T. Minerais pesados das seqüências arenosas paleozóica e mesozóica no centro-leste do Estado de São Paulo. 78p. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, USP, São Paulo, 1981.

ZAINE, J.E. Geologia da Formação Rio Claro na Folha Rio Claro (SP). Dissertação de mestrado. UNESP Rio Claro, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, 1994.

ZALAN P.V.; WOLFF S.; CONCEIÇÃO J.C.J.; ASTOLFI M.A.M.; VIEIRA I.S.; APPI V.T.; ZANATTO D.A. Tectônica e sedimentação da Bacia do Paraná. *In*: SBG, SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3, 1987, *Atas...*, Curitiba, p. 441-477.

ZANÃO, R.; CASTRO, J.C.; SAAD, A.R. Caracterização Geométrica de um Sistema Fluvial, Formação Itaquaquetuba, Terciário da Bacia de São Paulo. *Geociências*, v. 25, n. 3, p. 307–315, 2006.

ANEXOS