

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**RICARDO LYKAWKA**

**ANÁLISE MULTIESCALAR DA ARQUITETURA DEPOSICIONAL DOS  
SISTEMAS FLUVIAIS DA BASE DA FORMAÇÃO RIO BONITO NO  
PALEOVALE LEÃO-MARIANA PIMENTEL – EOPERMIANO DA BACIA  
DO PARANÁ – RIO GRANDE DO SUL**

**Dissertação de Mestrado**

**ORIENTADOR: Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer**

**Comissão Examinadora: Dr. Juliano Kühle (UFRGS)**

**Prof. Dr. Enesto Luiz Lavina (UNISINOS)**

**Dra. Luci Maria Arienti (PETROBRAS)**

**Porto Alegre - 2011**

Lykawka, Ricardo

Análise multiescalar da arquitetura deposicional dos sistemas fluviais da base da Formação Rio Bonito no Paleovale Leão-Mariana Pimentel – Eopermiano da Bacia do Paraná./.

Ricardo Lykawka. – Porto Alegre : IGEO/UFRGS, 2011.

[140 f.]. il.

Dissertação (Mestrado). - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2011.

Orientação: Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer

1. Formação Rio Bonito. 2. Arquitetura deposicional. 3. Sistemas fluviais. I. Título.

---

Catálogo na Publicação

Biblioteca do Instituto de Geociências - UFRGS

Miriam Alves CRB 10/1947

## AGRADECIMENTOS

*Este trabalho só foi possível com o apoio das seguintes pessoas:*

- 1) Claiton M. S. Scherer (orientador) – paciente por esperar eu me organizar para terminar a dissertação, é um grande incentivador e muito hábil para tornar as idéias mais claras;*
- 2) Carlos H. L. Bruhn (gerente) – sua compreensão e apoio foram muito importantes;*
- 3) Daniel, Naoki e Adolpho (amigos) – sem eles os levantamentos de perfis e topográfico no afloramento do Morro do Papaléo não seriam possíveis;*
- 4) Paulo S. G. Paim (professor) – responsável pelos levantamentos de GPR no afloramento do Morro do Papaléo com o equipamento da Universidade do Vale do Rio dos Sinos (Unisinos);*
- 5) Ruth S. P. Lykawka (esposa) – a pessoa que aceitou eu me ausentar da vida social durante um mês e meio e esteve sempre ao meu lado (te amo).*

*Muito obrigado a todos vocês!*

## SUMÁRIO

<b>1.INTRODUÇÃO</b> .....	<b>1</b>
<b>1.1.Caracterização do Problema</b> .....	<b>1</b>
<b>1.2.Objetivos</b> .....	<b>2</b>
<b>1.3.Conceitos</b> .....	<b>3</b>
1.3.1. <i>Sistemas Depositionais Fluviais</i> .....	3
1.3.1.1.Litofácies.....	3
1.3.1.2.Elementos arquiteturais .....	4
1.3.1.3. Classificação dos estilos fluviais .....	8
1.3.1.4. Hierarquia das unidades deposicionais e suas superfícies... 11	
1.3.2. <i>Sistemas Depositionais Estuarinos</i> .....	16
1.3.2.1.Estuários Dominados por Onda.....	17
1.3.2.2.Estuários Dominados por Maré.....	19
1.3.2.3.Sistemas Fluviais Influenciados por Maré.....	21
1.3.2.4.História de Preenchimento dos Vales Estuarinos .....	24
1.3.3. <i>Estratigrafia de Sequências</i> .....	27
1.3.3.1.Breve Histórico.....	27
1.3.3.2.Nível de Base e Espaço de Acomodação.....	29
1.3.3.3.Trajectoria da Linha de Costa, Superfícies Estratigráficas e Tratos de Sistemas.....	31
1.3.3.4.Hierarquia das Sequências.....	35
<b>1.4.Localização da Área</b> .....	<b>36</b>
<b>1.5.Contexto Geológico</b> .....	<b>38</b>
1.5.1. <i>Bacia do Paraná</i> .....	38
1.5.1.1.Comportamento Tectônico.....	38
1.5.1.2.Estratigrafia.....	39
1.5.2. <i>Formação Rio Bonito</i> .....	42
1.5.3. <i>Paleovale Leão-Mariana Pimentel</i> .....	46
1.5.4. <i>Afloramento Morro do Papaléo</i> .....	47
<b>2.METODOLOGIA</b> .....	<b>50</b>
<b>2.1.Afloramento Morro do Papaléo</b> .....	<b>51</b>
2.1.1. <i>Fotomosaicos</i> .....	51
2.1.2. <i>Perfis Litológicos</i> .....	52

2.1.3.	<i>Perfis de Raios-Gama Espectral</i> .....	53
2.1.4.	<i>Modelo Geológico 3D</i> .....	54
2.1.4.1.	<u>Levantamento Topográfico</u> .....	54
2.1.4.2.	<u>Digitalização dos <i>Overlay's</i> e seu Georreferenciamento Tridimensional</u> .....	55
2.1.4.3.	<u>Geração do Modelo Geológico Tridimensional e Sua Representatividade</u> .....	56
2.1.5.	<i>Levantamento com GPR (Ground Penetrating Radar)</i> .....	58
2.1.5.1.	<u>Compreensão do Método</u> .....	58
2.1.5.2.	<u>Aplicação do Método</u> .....	60
2.2.	<b>Poços da CPRM</b> .....	62
3.	<b>RESULTADOS, INTERPRETAÇÕES E DISCUSSÕES</b> .....	63
3.1.	<b>Litofácies</b> .....	63
3.2.	<b>Associações de Fácies</b> .....	70
3.2.1.	<i>Associação de fácies 1 (Af1)</i> .....	70
3.2.1.1.	<u>Descrição</u> .....	70
3.2.1.1.1.	Afloramento Morro do Papaléo .....	70
3.2.1.1.2.	Testemunhos e Perfis Geofísicos dos Poços .....	71
3.2.1.2.	<u>Interpretação</u> .....	72
3.2.2.	<i>Associação de Fácies 2 (Af2)</i> .....	73
3.2.2.1.	<u>Descrição</u> .....	74
3.2.2.1.1.	Afloramento Morro do Papaléo .....	74
3.2.2.1.2.	Testemunhos e Perfis Geofísicos dos Poços .....	75
3.2.2.2.	<u>Interpretação</u> .....	76
3.2.3.	<i>Associação de Fácies 3 (Af3)</i> .....	77
3.2.3.1.	<u>Descrição</u> .....	78
3.2.3.2.	<u>Interpretação</u> .....	78
3.2.4.	<i>Associação de Fácies 4 (Af4)</i> .....	79
3.2.4.1.	<u>Descrição</u> .....	79
3.2.4.2.	<u>Interpretação</u> .....	80
3.2.5.	<i>Associação de Fácies 5 (Af5)</i> .....	80
3.2.5.1.	<u>Descrição</u> .....	81
3.2.5.2.	<u>Interpretação</u> .....	83
3.2.6.	<i>Associação de Fácies 6 (Af6)</i> .....	84
3.2.6.1.	<u>Descrição</u> .....	84

3.2.6.2. Interpretação.....	86
3.2.7. Associação de Fácies 7 (Af7) .....	86
3.2.7.1. Descrição.....	87
3.2.7.2. Interpretação.....	87
3.2.8. Associação de Fácies 8 (Af8) .....	87
3.2.8.1. Descrição.....	88
3.2.8.2. Interpretação.....	89
<b>3.3. Elementos Arquiteturais .....</b>	<b>89</b>
3.3.1. Fotomosaicos.....	89
3.3.2. Seções de GPR .....	90
<b>3.4. Estilo Fluvial do Afloramento Morro do Papaléo .....</b>	<b>99</b>
3.4.1. Parâmetros Geométricos dos Canais .....	99
3.4.2. Parâmetros Litofaciológicos .....	101
3.4.3. Parâmetros Dimensionais dos Elementos Arquiteturais .....	101
3.4.4. Definição do Estilo Fluvial.....	103
<b>3.5. Evolução do Sistema Fluvial no Afloramento Morro do Papaléo... 105</b>	
3.5.1. Reconstrução Evolutiva .....	106
<b>3.6. Estratigrafia de Sequências.....</b>	<b>111</b>
3.6.1. Sequências de 3ª ordem.....	111
3.6.2. Sequências de 4ª ordem.....	113
<b>4. CONCLUSÕES.....</b>	<b>121</b>
<b>5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</b>	<b>123</b>

## RESUMO

O presente trabalho tem como objetivo a caracterização e compreensão em múltiplas escalas da arquitetura deposicional dos sistemas fluviais da base da Formação Rio Bonito no Paleovale Leão-Mariana Pimentel. Para isso foi feita uma análise de detalhe no afloramento Morro do Papaléo e um estudo mais regional em quatro poços situados no paleovale. Na análise de detalhe foram identificados dois complexos de canais fluviais *single-story* amalgamados, os quais foram parametrizados geometricamente a partir da construção de um modelo tridimensional do afloramento. Internamente a estes canais foram identificados, em seções de GPR (*ground penetrating radar*), quatro elementos arquiteturais: barras de acreção, formas de leito sub-horizontais, preenchimento de erosões e barras de meio de canal. Integrando-se os elementos arquiteturais, os parâmetros geométricos dos canais e os perfis litológicos de detalhe do afloramento Morro do Papaléo, se definiu que o estilo fluvial desta exposição é entrelaçado perene (Miall, 1996). Nos poços estudados foram interpretadas dez sequências de 4ª ordem que preenchem o paleovale Leão-Mariana Pimentel e constroem uma sequência incompleta de 3ª ordem, a qual é caracterizada por um trato de sistemas de nível baixo, onde há um predomínio de depósitos fluviais, e por um trato de sistemas transgressivos, onde o predomínio passa a ser de depósitos estuarinos. A transição destes tratos de sistemas é chamada de superfície de regressão máxima, sendo essa a superfície estratigráfica de 3ª ordem que ocorre nos depósitos detalhados no afloramento Morro do Papaléo. Nesse arcabouço deposicional multiescalar integrado, se identificou uma hierarquia de superfícies estratigráficas e sedimentológicas que podem afetar o fluxo de fluidos em reservatórios fluviais, e serem importantes para a indústria de petróleo e de água mineral.

## ABSTRACT

The main aim of this study is a multiple scale understanding of the fluvial architecture of the Rio Bonito Formation in the Leão-Mariana Pimentel Paleovalley (Parana Basin). In order to reach the objective, it was analysed in detail an outcrop and it was performed a regional study based on four wells disposed on the paleovalley. In the detail analysis was identified two amalgamated fluvial channel complexes. Using the outcrop tridimensional model was measured width and thickness of the single-story channels that build these two complexes. Within these single-story channels was described, by GPR (ground penetrating radar) survey sections, four architectural elements: accretion bars, subhorizontal bedforms, erosions filling and mid-channel bars. The integration of the architectural elements, the single-story channel parameters and the outcrop detailed litological descriptions allowed us classified the fluvial system as a perennial braided (Miall, 1996). The regional study resulted in the interpretation of ten fourth order sequences that filled the Leão-Marina Pimentel Paleovalley. These sequences compound an incomplete third order sequence, which one is characterized, on its base, by predominance of fluvial deposits (lowstand system tract), and on its top, by predominance of estuarine deposits (transgressive system tract). The transition between these system tracts is called maximum regressive surface, which one correlates and crops out on detailed fluvial channels. In this integrated multiple sclale depositional framework was possible to identify a hierarchy of sedimentological and stratigraphical surfaces. These surfaces, following this hierarchy, can influence the fluid flow in fluvial reservoirs and, consequently, they can be important to mineral water and petroleum industry.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Elementos arquiteturais formados dentro de canais fluviais (Miall, 1996). .....	7
Figura 2. Elementos arquiteturais externos aos canais fluviais (modificado de Scherer, 2004). .....	8
Figura 3. Classificação do estilo fluvial modificado de Galloway (1981), comparando as classificações de Schumm (1963) e Rust (1978). .....	11
Figura 4. Hierarquia das superfícies de Miall (1991) .....	15
Figura 5. Diagrama ternário de classificação dos sistemas costeiros em função do processo de transporte de sedimentos (modificado de Boyd <i>et al.</i> , 1992). .....	17
Figura 6. Ilustração da variabilidade morfológica e de tamanho de grão dos ambientes costeiros em função do tipo de transporte de sedimentos e do tipo de trajetória da linha de costa (modificado de Boyd, 2009). .....	17
Figura 7. Características físicas de estuários dominados por onda (Heap <i>et al.</i> , 2001). .....	19
Figura 8. Características físicas de estuários dominados por maré (Heap <i>et al.</i> , 2001). .....	21
Figura 9. Representação esquemática simplificada das mudanças na natureza do padrão de correntes sobre um período de maré, na transição de um fluxo puramente fluvial (direita) para um fluxo puramente de maré (esquerda). A hachura laranja representa fluxo (maré de vazante + rio) em direção ao oceano e a hachura azul representa fluxo em direção ao continente (maré de enchente) (Dalrymple & Choi, 2007 <i>apud</i> Martinius & Gowland, 2011). E – Enchente. V – Vazante. <b>A</b> – Fluxo puramente fluvial. <b>B</b> – Fluxo sempre em direção ao oceano só que já começa a ser modulado pela ação de marés que reduz e acelera sua velocidade. <b>C</b> – Fluxo continua em direção ao oceano, só que já experimenta momentos de parada, velocidade zero, causados pelas ondas de maré. <b>D</b> – Os fluxos de vazante e de enchente se equilibram, mas ainda existe uma força maior de correntes em direção ao oceano, por leve influência fluvial. <b>E</b> – A força dos fluxos em direção ao continente supera a dos fluxos em direção ao oceano, assim o domínio de marés é estabelecido. Este é o ponto onde a energia da maré atinge seu máximo, como explicado no item anterior (número 4 da Figura 8). <b>F</b> – Esse ponto já é interno ao estuário onde a força das marés enchentes é maior que a força das marés vazantes. ....	22
Figura 10. Estrutura de ~0,5m de altura com estratificação sigmoidal (modificado de Van den Berg <i>et al.</i> , 2007). .....	22
Figura 11. Estrutura de ~0,5m de altura com estratificação cruzada tangencial (modificado de Van den Berg <i>et al.</i> , 2007). .....	23
Figura 12. Estrutura de ~0,5m de altura com estratificação cruzada tangencial migrando em direção ao continente (modificado de Van den Berg <i>et al.</i> , 2007). .....	23
Figura 13. <i>Ripples</i> em acamamentos do tipo <i>wavy</i> e <i>linsen</i> (modificado de Van den Berg <i>et al.</i> , 2007). .....	23
Figura 14. Fácies heterolítica composta da base para o topo de estratificação cruzada sigmoidal, <i>linsen</i> com <i>ripples</i> e estratificação cruzada tangencial (modificado de Van den Berg <i>et al.</i> , 2007). .....	24
Figura 15. (A) Representação esquemática da definição em planta de um estuário de acordo com Pritchard (1967) (linhas tracejadas) e Dalrymple <i>et al.</i> (1992) (linhas solidas), e o padrão generalizado do transporte de material de fundo. O limite de fácies marcando o final do estuário em direção ao continente, como definido aqui, quase sempre fica mais em	

direção ao continente que o valor de salinidade 0,1‰, mas o limite de fácies do estuário em direção ao oceano pode ficar mais em direção ao continente ou não em relação ao valor da salinidade marinha normal (32‰). A evolução possível do estuário durante a transgressão a partir do tempo 1 para o tempo 2 (linha pontilhada) é mostrado pela extensão das superfícies de ravinamento por ação de marés (SRm) e por ação de ondas (SRo) e pela estratigrafia simplificada de três hipotéticos furos nos locais a, b e c. (B) Modelo de fácies e estratigráfico esquemáticos de um preenchimento de um vale inciso influenciado por onda e macromaré, baseado no estuário Gironde. .... 27

Figura 16. Resumo da evolução dos modelos de sequências, *sensu* Sloss (1949), e suas respectivas correlações em relação aos tratos de sistemas e limites de sequências adotados por diferentes autores: Haq *et al.* (1987) e Posamentier *et al.* (1988) – sequência deposicional 1; Van Wagoner *et al.* (1988, 1990) e Christie-Blick (1991) – sequência deposicional 2; Hunt & Tucker (1992, 1995) e Plint & Nummedal (2000) – sequência deposicional 3; Galloway (1989) e Frazier (1974) – sequência genética; e Johnson & Murphy (1984) e Embry & Johannessen (1992) – sequência T-R (transgressiva-regressiva). FSST = *falling stage system tract*. LST = *lowstand system tract*. TST = *transgressive system tract*. HST = *highstand system tract*. RST = *regressive system tract*. CC\* = conformidade correlativa *sensu* Posamentier & Allen (1999). CC\*\* = conformidade correlativa *sensu* Hunt & Tucker (1992). MRS = *maximum regressive surface*. MFS = *maximum flooding surface*. Figura modificada de Catuneanu *et al.* (2009). .... 29

Figura 17. Representação esquemática da eustasia, do nível relativo do mar e da lâmina d'água em relação ao nível do mar, ao fundo do mar e a um *datum* de referência. O *datum* é um horizonte que monitora a quantidade de subsidência ou de soerguimento na bacia relativo ao centro da Terra. Nesta figura foi assumido como *datum* o perfil topográfico no tempo (1) (modificado de Catuneanu, 2006). .... 30

Figura 18. Maiores controladores do registro sedimentar, seus poderes de ação relativos nos diferentes ambientes da bacia e suas influências no suprimento sedimentar e no nível do mar. Modificado de Ethridge *et al.* (1998) e Shanley & McCabe (1994). .... 31

Figura 19. Curva de variação do nível de base, sua derivada curva de taxa de variação do nível de base vs taxa de deposição (constante), com as trajetórias da linha de costa (vermelho e azul) e superfícies estratigráficas (1, 2, 3, 4) resultantes desta relação. RN = regressão normal. RF = regressão forçada. (1) = superfície basal da regressão forçada (SBRF) ou conformidade correlativa (CC\*) *sensu* Posamentier *et al.* (1988). (2) = conformidade correlativa (CC\*\*) *sensu* Hunt & Tucker (1992). (3) = superfície de regressão máxima (SRM). (4) = superfície de inundação máxima (SIM). Figura modificada de Catuneanu (2006). .... 32

Figura 20. Seção sísmica em tempo interpretada à luz da estratigrafia de sequências. Os tipos de superfícies estratigráficas estão evidenciados pelos círculos: CC\* = conformidade correlativa *sensu* Posamentier *et al.* (1988); CC\*\* = conformidade correlativa *sensu* Hunt & Tucker (1992); DS = Discordância subaérea; SRM = superfície de regressão máxima; e SIM = superfície de inundação máxima. Abaixo da CC\* (linha verde) está o trato de sistemas de nível alto. Abaixo da CC\*\* e da DS (linhas amarelas superiores) e caracterizado por depósitos de regressão forçada está o trato de sistemas de queda do nível de base. Abaixo da SRM (linha Vermelha) e caracterizado por depósitos de regressão normal está o trato de sistemas de nível baixo. E abaixo da SIM (linha lilás) e caracterizado pelos depósitos transgressivos de "healing-phase" e pelos refletores concordantes acima dele está o trato de sistemas transgressivos. Figura modificada de Catuneanu (2006). .... 33

Figura 21. Sistema hierárquico baseado no tempo de duração dos ciclos estratigráficos (modificado de Vail, *et al.* 1991). .... 35

Figura 22. A - Mapa das grandes classificações de rochas aflorantes na Bacia do Paraná (modificado de Milani, 1997). B - Mapa de localização das principais jazidas de carvão da região próxima ao Paleovale Leão-Mariana Pimentel (modificado de Lopes, 2004). C - Mapa geológico do Batólito Pelotas (modificado de Philipp *et al.*, 2000). D - Mapa geológico do

- Paleovale Leão-Mariana Pimentel e as posições do afloramento Morro do Papaléo e dos poços utilizados neste estudo (modificado de Lenz & Maciel, 1983). ..... 37
- Figura 23. Mapa esquemático da reconstituição do Gondwana mostrando o cinturão de cavalgamentos e dobramentos existente no Permiano e as bacias sedimentares associadas a este ambiente geotectônico, na qual a Bacia do Paraná está incluída (modificada de Catuneanu & Elango, 2001)..... 39
- Figura 24. Carta Estratigráfica da Bacia do Paraná. Realçados a sequência de 2<sup>a</sup> ordem Gondwana I (Milani, 1997) e a Formação Rio Bonito (modificado de Milani *et al.*, 2007). ... 40
- Figura 25. Datação, duração e caráter da Idade do Gelo do Paleozóico Superior de acordo com autores anteriores (Veevers & Powell, 1987; Frakes & Francis, 1988; Crowley & Baum, 1991 e 1992; Frakes *et al.*, 1992; Crowell, 1999; Isbell *et al.*, 2003b) e com intervalos glaciais (C1 a C4 no Carbonífero e P1 a P4 no Permiano) reconhecidos no estudo de Fielding *et al.* (2008) em fácies encontradas no leste da Austrália (modificado de Fielding *et al.*, 2008). ..... 42
- Figura 26. Carta estratigráfica em detalhe do intervalo Carbonífero Superior-Triássico da Bacia do Paraná mostrando sua geocronologia, litoestratigrafia, bioestratigrafia, cronoestratigrafia e sequencias estratigráficas de 2<sup>a</sup> ordem e de 3<sup>a</sup> ordem (LPTS) (modificado de Holz *et al.*, 2010a). SB = Limite de Sequências de 3<sup>a</sup> ordem..... 43
- Figura 27. Divisão proposta por Lopes (1995) para as Formações Rio Bonito e Palermo em seqüências deposicionais de 3<sup>a</sup> ordem (Lopes, 2004). ..... 44
- Figura 28. Estratigrafia do Eopermiano no Estado gaúcho, relacionando associação de fácies, litoestratigrafia e Estratigrafia de Sequência (modificado de Holz & Carlucci, 2000). O retângulo vermelho mostra a porção analisada no presente trabalho. LST = trato de sistemas de nível baixo. TST = trato de sistemas transgressivo. HST = trato de sistemas de nível alto. SB = limite de sequências. TS = superfície transgressiva. MFS = superfície de máxima inundação. .... 45
- Figura 29. Evolução paleofisiográfica da borda da Bacia do Paraná no Rio Grande do Sul. A-formação de fiordes e sedimentação glacial. B-durante o LST<sub>2</sub> de Holz (1995) domínio dos ambientes fluvial e deltaico com poucos leitos de formação de carvão. C-durante o TST<sub>2</sub> de Holz (1995) domínio do ambiente laguna/barreira com muitas áreas propicias a formação de carvão. D- durante o TST<sub>3</sub> de Holz (1995) quase todas as fácies costeiras estão sendo retrabalhadas e o mar avança aproximadamente 100km em direção ao continente. Em vermelho está a localização aproximada do Paleovale Leão-Mariana Pimentel, objeto deste estudo. Figura modificada de Holz (1999). ..... 47
- Figura 30. Perfil bioestratigráfico, litoestratigráfico e de estratigrafia de sequências de 4<sup>a</sup> ordem do afloramento Morro do Papaléo. Faixa transparente em vermelho situa a porção do afloramento onde se focalizou este estudo. Modificado de Iannuzzi *et al.* (2003). ..... 49
- Figura 31. Síntese dos objetivos principal (à esquerda) e específicos (ao meio) com as fontes de informação utilizadas para alcançá-los (à direita)..... 50
- Figura 32. Exemplo de *overlay* feito no campo com o traçado das superfícies. .... 52
- Figura 33. Fotos da descrição de perfis litológicos descendo nas paredes do afloramento através de *rapel*. ..... 52
- Figura 34. Ilustração dos problemas de medida de radioatividade com equipamento portátil associados à sua posição na superfície da rocha. (A) Ferramenta mede menos rocha (seta), subestimando os valores. (B) Ferramenta mede mais rocha (setas), superestimando os valores. (C) Ferramenta paralela a camadas delgadas diluirá suas leituras com as camadas adjacentes. (D) Ferramenta ortogonal a camadas delgadas concentrará a leitura nelas. Figura modificada de Svendsen & Hartley (2001). ..... 53

Figura 35. Perfis de raios gama total (A), em contagens por segundo, e razão tório/urânio (B), em decimal, ilustrando o espaçamento máximo de 40 cm da amostragem feita em um dos perfis sedimentológicos levantados.....	54
Figura 36. Foto mostrando o levantamento topográfico com Estação Total. ....	55
Figura 37. Pontos levantados, em planta (coordenadas UTM). Em vermelho as estações de trabalho, em azul os pontos de controle e em preto os amarrados nos <i>overlay's</i> .....	55
Figura 38. Um pedaço do <i>overlay</i> da figura 32 cortado nos pontos 76 e 77. ....	56
Figura 39. Distribuição dos mesmos pontos, levantados na topografia e obtidos nos <i>overlay's</i> de fotomosaicos ajustados no <i>software</i> , em planta (A) e tridimensionalmente (B). Nota-se o desvio entre eles.....	57
Figura 40. Os quatro tipos de arranjos para aquisição de dados de GPR (modificado de Daniels, 1996). T = antena transmissora. R = antena receptora. ....	60
Figura 41. Localização das seções de GPR feitas no afloramento Morro do Papaléo e a distância dos segmentos que às compõem. ....	60
Figura 42. Exemplo de uma imagem obtida no levantamento de GPR efetuado no afloramento Morro do Papaléo (segmento 1>2). Exemplos de três tipos de ruídos: a seta amarela mostra uma difração, a seta vermelha mostra uma mudança lateral abrupta na amplitude, e a seta branca mostra um ruído ambiental. ....	61
Figura 43. Exemplo de digitalização dos perfis geofísicos e litológico do poço LM-05. ....	62
Figura 44. Testemunho do poço LM-04 (Prof. 36,5m - 39,5m) exemplificando o caráter intercalado da litofácies Ahm. ....	71
Figura 45. Exemplo de perfis litológico e geofísicos da Associação de Fácies 6 (Poço LM-09), mostrando as tendências granocrescente ascendente e de diminuição dos valores de RG e aumento dos valores de resistividade para o topo. As litofácies em laranja são Ahm, as litofácies em roxo são Cm <sub>sm2</sub> e a litofácies em verde é Pm. ....	72
Figura 46. Exemplo de perfis litológico e geofísicos da Associação de Fácies 1 (Poço LM-09). As litofácies em roxo são Cm <sub>sm2</sub> e as litofácies em verde são Pm. ....	72
Figura 47. Seção esquemática da Af1, baseada no afloramento Morro do Papaléo a partir da figura 64, mostrando as inter-relações das suas litofácies e sub-ambientes. Exagero vertical de 3X. Linha em vermelho é o limite da seqüência III de Iannuzzi <i>et al.</i> (2003).....	73
Figura 48. Diagrama de rosetas das 34 medidas corrigidas de paleocorrentes em estratificações cruzadas tangenciais da Af2 do afloramento Morro do Papaléo. ....	75
Figura 49. Exemplo de perfis litológico e geofísicos da Associação de Fácies 2 (Poço LM-04), mostrando o empilhamento espesso de litofácies Act. As litofácies em amarelo são Act, as litofácies em amarelo claro são Am, a litofácies em marrom é Pmoa e a litofácies em verde é Pm. ....	76
Figura 50. Exemplo de perfis litológico e geofísicos da Associação de Fácies 2 (Poço LM-04), mostrando o empilhamento granocrescente das litofácies Act e Acba. As litofácies em amarelo são Act, a litofácies em laranja é Acba, a litofácies em verde claro é Ah (Af5) e a litofácies em rosa é App. ....	76
Figura 51. Diagrama de rosetas das 9 medidas corrigidas de paleocorrentes em marcas onduladas assimétricas ( <i>ripples</i> ) da Af3 no afloramento Morro do Papaléo. ....	79

- Figura 52. Exemplo de perfis litológico e geofísicos da Associação de Fácies 4 (Poço LM-09), mostrando o padrão granocrescente das litofácies. As litofácies em amarelo são Act, a litofácies em verde é Pm e as litofácies em rosa são App. .... 80
- Figura 53. Exemplo de perfis litológico e geofísicos da Associação de Fácies 5 (Poço LM-04), mostrando o padrão granodecrescente das litofácies. As litofácies em verde claro são Ah. .... 81
- Figura 54. Exemplo de perfis litológico e geofísicos e testemunho da Associação de Fácies 5 (Poço LM-04), mostrando o padrão granodecrescente entre as litofácies Ah (verde claro), Aw (verde-limão) e PI (Verde-escuro). .... 82
- Figura 55. (A) Testemunho do poço LM-09 (Prof. ~52,1m) ilustrando a litofácies Ah com intercalação centimétrica de arenito grosso com pelito rico em matéria orgânica (seta amarela). (B) Testemunho do poço LM-09 (Prof. ~52,5m) ilustrando a litofácies Ah com superfície de reativação (seta amarela). (C) Testemunho do poço LM-04 (Prof. ~73,7m) ilustrando a litofácies Ah com bioturbação (seta amarela). (D) Testemunho do poço LM-04 (Prof. ~51,7m) ilustrando a litofácies Aw com interdigitação de material argiloso com os foresets da *current ripple* (seta amarela). .... 82
- Figura 56. Exemplo de perfis litológico e geofísicos da Associação de Fácies 5 (Poço LM-09), mostrando a alta intercalação granulométrica. As litofácies em verde claro são Ah e a litofácies em verde é Pm. .... 83
- Figura 57. (A) Testemunho do poço LM-04 (Prof. ~23,3m) ilustrando a litofácies Pm maciça (*M*) e com laminação plano-paralela com sugestões de bioturbação (*Pp*). (B) Testemunho do poços LM-09 (Prof. ~45m) ilustrando a litofácies Pm com laminações onduladas truncadas. .... 85
- Figura 58. Exemplo de perfis litológico e geofísicos da Associação de Fácies 7 (Poço LM-09). As litofácies em verde são Pm e as litofácies em preto são C. .... 86
- Figura 59. Exemplo de perfil litológico, testemunho e de perfil de raios-gama da Associação de Fácies 8 (Poço LM-04). Barra vertical preta é a posição do testemunho. Am<sub>q</sub> = arenito maciço quartzoso. .... 87
- Figura 60. Seção paleoambiental da Formação Rio Bonito entre as jazidas de Capané (poços a NW), Iruí (poços Centrais) e Pantão Grande (poços a SE) (modificado de Lopes *et al*, 2003). E a correlação de perfis feita neste estudo entre esta seção paleoambiental e o poço LM-10. Para localização ver figura 22B e D. .... 88
- Figura 61. Fotomosaicos e perfis sedimentológicos do lado leste do afloramento Morro Papaleo. Linhas em vermelho são o limite da seqüência III de Iannuzzi et al. (2003). .... 91
- Figura 62. Fotomosaicos e perfis sedimentológicos do lado leste (Fotomosaico 3) e do lado oeste (Fotomosaico4) do afloramento Morro Papaleo. Linhas em vermelho são o limite da seqüência III de Iannuzzi et al. (2003). .... 92
- Figura 63. Fotomosaicos e perfis sedimentológicos do lado oeste do afloramento Morro Papaleo. Linhas em vermelho são o limite da seqüência III de Iannuzzi et al. (2003). .... 93
- Figura 64. Modelo tridimensional dos corpos arenosos de canais fluviais do afloramento Morro do Papaléo. Ele está em sua posição geográfica atual, orientado sem inclinação alguma e com a paleocorrente média (322o) entrando na figura. As linhas em vermelho são superfícies de 6o ordem (Miall, 1988), sendo que a mais inferior é o limite entre as seqüências II e III de Iannuzzi et al. (2003). E.V.=3x. .... 94
- Figura 65. Interpretações das três seções de GPR (antena 50MHz), em profundidade, levantadas no topo do afloramento Morro do Papaléo. O que está em verde são os depósitos externos aos canais e as outras cores são os canais *single-story* identificados a

- paos fotomosaicos do afloramento (legenda de cores nas figuras 61, 62 e 63). As superfícies internas (linhas coloridas) aos canais caracterizam os elementos arquiteturais: FLS (cinza-clara), BA (amarela), BMC (azul-clara) e PE (verde-clara). Os números nos círculos são as ordens das superfícies *sensu* Miall (1988) (Item 1.3.1.4 e Figura 4). No canto inferior direito está a localização das seções de GPR e também o sentido médio das paleocorrentes (PCm). ..... 96
- Figura 66. Evolução morfológica de barras lateralmente superpostas em planta. (a) Crescimento a partir das margens do canal para sul e para norte, respectivamente, das unidades 1 e 2. (b e c) Crescimento lateral das unidades 3 e 4 e amalgamação de barras e preenchimento dos canais. Figura modificada de Jo & Chough (2001). ..... 97
- Figura 67. Diagrama de rosetas das medidas corrigidas de paleocorrentes em estratificações cruzadas tangenciais e em marcas onduladas assimétricas do afloramento Morro do Papaléo. .... 104
- Figura 68. Bloco-diagrama ilustrando o estilo entrelaçado perene do sistema fluvial do afloramento Morro do Papaléo. As letras são os elementos arquiteturais identificados neste estudo, sendo as letras entre parênteses os elementos arquiteturais correspondentes a Miall (1996) (Tabelas 2 e 3). Figura modificada de Miall (1985). ..... 105
- Figura 69. Diagrama esquemático ilustrativo da preservação da morfologia deposicional do sistema fluvial em função da taxa de sedimentação, taxa de migração lateral e da frequência de avulsão. Modificado de Bristow & Best (1998). ..... 106
- Figura 70. Reconstrução evolutiva da porção fluvial do topo do afloramento Morro do Papaléo. a) Momento 1. b) Momento 2. c) Momento 3. d) Momento 4. e) Momento 5. f) Momento 6. g) Momento 7. h) Momento 8. i) Momento 9, j) Momento 10. A explicação dos momentos está no texto. Linha vermelha inferior é o limite entre as sequências II e III de Iannuzzi, *et al.* (2003), enquanto que a linha vermelha superior é a superfície de 6<sup>a</sup> ordem (*sensu* Miall, 1988) identificada neste estudo. Exagero vertical de 3 vezes. .... 110
- Figura 71. Seção estratigráfica de correlação entre o afloramento Morro do Papaléo e os poços LM-05, LM-04, LM-09 e LM-10 ao longo do Paleovale Leão-Mariana Pimentel. São mostrados as associações de fácies (cores), a sequência de 3<sup>a</sup> ordem (linhas vermelhas são as superfícies estratigráficas importantes), as sequências de 4<sup>a</sup> ordem (linhas pretas cheias são as discordâncias subaéreas e as tracejadas são as superfícies de inundação máxima) e os hemi-ciclos de raseamento e afogamento destas sequências. O perfil do afloramento Morro do Papaléo é modificado de Iannuzzi *et al.* (2003). O preenchimento entre os poços é idealizado, não representando a verdade. A distância entre os poços LM-09 e LM-10 não está em escala. DS=discordância subaérea. SRM=superfície de regressão máxima. TSNB=trato de sistemas de nível baixo. TST=trato de sistemas transgressivos. .... 114
- Figura 72. Ilustração esquemática da evolução paleogeográfica ao longo do paleovale Leão-Mariana Pimentel durante a sequência de 4<sup>a</sup> ordem ideal da porção inferior do intervalo estratigráfico analisado. As cores representam as associações de fácies (legenda na figura 71). DS=discordância subaérea. SRM=superfície de regressão máxima. SIM=superfície de inundação máxima. 1=trato de sistemas de queda do nível de base. 2=trato de sistemas de nível baixo. 3=trato de sistemas transgressivo. 4=trato de sistemas de nível alto. .... 118

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Classificação de litofácies fluviais (Miall, 1996).....	4
Tabela 2. Elementos arquiteturais formados dentro de canais fluviais segundo Miall (1996) (Scherer, 2004).....	6
Tabela 3. Elementos arquiteturais externos aos canais fluviais segundo Miall (1996) (Scherer, 2004).....	7
Tabela 4. Classificação dos canais aluviais pela carga de sedimento. (Schumm, 1963). W/D=largura/profundidade.....	9
Tabela 5. Classificação dos canais aluviais pelas características geométricas. (Rust, 1978).....	9
Tabela 6. Critérios geomorfológicos comumente citados para correntes aluviais. (Jackson, 1978).....	10
Tabela 7. Critérios sedimentológicos comumente citados para depósitos fluviais. (Jackson, 1978).....	10
Tabela 8. Características arquiteturais de alguns estilos fluviais comuns. Modificado de Miall (1996) que se baseou em dados de ambientes fluviais modernos e antigos de diversos autores. ....	13
Tabela 9. Comparação das interpretações de diversos autores para as unidades multiescalares. Modificado de: Robinson & McCabe, 1997 (amarelo); Miall, 1996 (verde); Brierley, 1996 (azul); e Bridge, 1993a (salmão).....	14
Tabela 10. Litofácies. Seu código, suas espessuras, geometrias, interpretações e fotografias.....	69
Tabela 11. Quantificação das litofácies internas a Af2 do afloramento Morro do Papaléo e dos testemunhos, mostrando o tipo de mecanismo de transporte predominante e a granulometria predominante.....	75
Tabela 12. Quantificação das litofácies externas aos canais arenosos do afloramento Morro do Papaléo, mostrando o tipo de mecanismo de transporte e a granulometria predominante. ....	78
Tabela 13. Parâmetros geométricos e litofaciologicos de cada canal fluvial individualizado. ....	100
Tabela 14. Largura e altura dos elementos arquiteturais medidas nas seções de GPR feitas no afloramento Morro do Papaléo.....	102



## 1. INTRODUÇÃO

### 1.1. Caracterização do Problema

Os sistemas fluviais são reservatórios de óleo, gás ou água ao redor do mundo inteiro. A caracterização em detalhe destes depósitos com apenas dados de subsuperfície (poços e sísmica) se torna bastante limitada. Esta limitação em campos maduros de petróleo pode ser vital. Isto porque as heterogeneidades de menor escala impactam no fluxo de fluidos, influenciando na exploração de óleo, principalmente nos estágios avançados de produção. Assim, o aprofundamento do entendimento e representação da arquitetura deposicional se faz necessário. Para esse entendimento se utilizam afloramentos análogos, pois com eles podemos construir modelos conceituais e quantitativos de detalhe dos sistemas deposicionais de interesse. No entanto, além de um estudo detalhado do afloramento, é importante a sua contextualização estratigráfica em múltiplas escalas. Isto para que se aplique o conhecimento adquirido naqueles reservatórios que mais se aproximem das características geológicas do análogo (arcabouço litofaciológico, elementos arquiteturais, momento de ocorrência durante as variações do nível de base em diversas frequências, paleogeografia, etc).

Os diversos estudos estratigráficos e sedimentológicos realizados na Formação Rio Bonito – Bacia do Paraná (p.ex. Shneider *et. al.*, 1974; Paim *et. al.*, 1983; Lopes, *et. al.*, 1986; Ribeiro, 1987; Holz, 1995; Lopes, 1995; Holz & Carlucci, 2000; Lopes & Lavina, 2001; Holz, 2003; Lopes, 2004; e Holz *et. al.*, 2010) nunca enfocaram os depósitos fluviais basais desta Formação. Na região do município de

Mariana Pimentel, mais precisamente no “Afloramento Morro do Papaléo” (Burjack *et al.*, 1982), ocorrem exposições de alta qualidade para o estudo da arquitetura deposicional deste ambiente de sedimentação. Esse afloramento é estruturado em dois paredões paralelos, distantes aproximadamente 100m, com em média 10m de altura e 400m de comprimento. Local ideal para um estudo tridimensional quantitativo destes depósitos. Além disso, ele está inserido no contexto do “Paleovale Leão-Mariana Pimentel” (Ribeiro, 1987). Nesta área existem algumas perfurações executadas pela CPRM (Serviço Geológico do Brasil), o que propicia a contextualização estratigráfica e paleogeográfica do afloramento.

## 1.2. Objetivos

Esse trabalho tem como objetivo principal a definição e compreensão em múltiplas escalas da arquitetura deposicional dos depósitos fluviais da base da Formação Rio Bonito no Paleovale Leão-Mariana Pimentel. Para isso determinaram-se os seguintes objetivos específicos:

- 1) Identificação das litofácies e associações de fácies que ocorrem no intervalo estratigráfico estudado;
- 2) Caracterização dos elementos arquiteturais do sistema fluvial de interesse;
- 3) Definição do estilo fluvial e de sua evolução na escala do afloramento;
- 4) Entendimento das sequências deposicionais em diferentes frequências (3<sup>a</sup> e 4<sup>a</sup> ordens) no intervalo estudado.

### 1.3. Conceitos

Neste item será abordado, resumidamente, o embasamento conceitual utilizado para a identificação e interpretação dos dados adquiridos nos poços e no afloramento. Ele será organizado em três subitens: sistemas deposicionais fluviais, sistemas deposicionais estuarinos e estratigrafia de sequências.

#### 1.3.1. Sistemas Deposicionais Fluviais

Os temas sobre sistemas fluviais serão ordenados aqui da escala de mais detalhe para a de menos detalhe: litofácies, elementos arquiteturais e estilos fluviais.

##### 1.3.1.1. Litofácies

Litofácies é o termo utilizado, na geologia sedimentar, para distinguir pacotes de rocha com gêneses (processos sedimentares) diferentes, sendo caracterizada por cinco atributos: geometria, textura, estrutura, conteúdo fossilífero e paleocorrentes (Selley, 1970).

Miall (1996) definiu uma gama de litofácies para sistemas fluviais (Tabela 1), baseado principalmente na textura e na estrutura, a qual foi adaptada por outros autores para inúmeros trabalhos (p.ex. Komatsubara, 2004; Jones *et al.*, 2001; Vincent, 2001; Hornung & Aigner, 1999; Keighley & Pickerill, 1996).

<b>Código</b>	<b>Fácies</b>	<b>Estruturas Sedimentares</b>	<b>Interpretação</b>
Gmm	Cascalho maciço matriz-suportado	Gradação incipiente	Fluxo de detritos plástico, fluxo viscoso, alta coesão interna
Gmg	Cascalho matriz-suportado	Gradação inversa a normal	Fluxo de detritos pseudoplástico, fluxo viscoso, baixa coesão interna
Gci	Cascalho clasto-suportado	Gradação inversa	Fluxo de detritos, alta concentração de clastos (alta coesão interna) ou fluxo de detritos pseudoplástico (baixa coesão)
Gcm	Cascalho maciço clasto-suportado	-	Fluxo de detritos pseudoplástico (fluxo turbulento)
Gh	Cascalho clasto-suportado, acamamento incipiente	Acamamento horizontal, imbricamento	Formas de leito longitudinais, depósitos

			residuais ( <i>lags</i> )
Gt	Cascalho estratificado	Estratificações cruzadas acanaladas	Preenchimento de pequenos canais
Gp	Cascalho estratificado	Estratificações cruzadas planares	Formas de leito transversais, crescimento deltaico a partir de barras remanescentes
St	Areia fina a muito grossa (podendo ser cascalhosa)	Estratificações cruzadas acanaladas	Dunas 3D, cristas sinuosas ou linguóides
Sp	Areia fina a muito grossa (podendo ser cascalhosa)	Estratificações cruzadas planares	Dunas transversais 2D
Sr	Areia muito fina a grossa	Laminações cruzadas de marcas onduladas	Marcas onduladas (regime de fluxo inferior)
Sh	Areia muito fina a grossa (podendo ser cascalhosa)	Laminação horizontal, lineação de partição	Formas de leito plano (regime de fluxo superior/crítico)
Sl	Areia muito fina a grossa (podendo ser cascalhosa)	Estratificações cruzadas de baixo ângulo (<15°) (podendo ser sigmoidais)	Preenchimento de suaves depressões ( <i>scour fills</i> ), dunas atenuadas, antidunas
Ss	Areia fina a muito grossa (podendo ser cascalhosa)	Amplas e suaves depressões	Preenchimento de suaves depressões ( <i>scour fills</i> )
Sm	Areia fina a grossa	Maciça ou laminação indistinta	Depósitos de fluxos hiperconcentrados, fluidizações ou intensa bioturbação
Fl	Areia, silte, lama	Laminações finas, laminações cruzadas de marcas onduladas de muito pequeno porte	Depósitos externos ao canal, canais abandonados ou depósitos de inundação
Fsm	Silte, lama	Maciço	Depósitos externos ao canal ou canais abandonados
Fm	Lama, silte	Maciço, gretas de contração	Depósitos externos ao canal ou canais abandonados
Fr	Lama, silte	Maciço, raízes, bioturbação	Solo incipiente
C	Carvão, lama carbonosa	Restos vegetais, filmes de lama	Depósito de pântanos vegetados ( <i>swamps</i> )
P	Paleossolo carbonático (calcita, siderita)	Feições pedogênicas: nódulos, filamentos	Solo com precipitação química

Tabela 1. Classificação de litofácies fluviais (Miall, 1996).

### 1.3.1.2. Elementos arquiteturais

Os elementos arquiteturais são definidos por um conjunto de litofácies que têm uma organização própria e, conseqüentemente, uma geometria. A maioria destes elementos são macroformas, que na definição de Jackson (1975) são o produto do efeito da acumulação de sedimentos por períodos de dezenas a milhares de anos, tendo cunho genético, sendo observadas nos rios atuais principalmente a partir de aerofotos. Segundo Brierley (1996) uma assembléia de elementos possibilita: 1) determinar o estilo fluvial; 2) inferir sobre o ambiente deposicional; 3) fazer o modelamento preditivo da interconectividade entre as unidades deposicionais; e indica a geometria do reservatório.

Como nas litofácies, a classificação dos elementos arquiteturais no registro não é única, variando nos diferentes estudos de diferentes autores (p. ex. Jo & Chough, 2001; Yoshida, 2000; Hornung & Aigner, 1999; Halfar et al., 1998). Miall (1996) cita 13 elementos arquiteturais básicos, subdividindo-os em dois grupos: os formados dentro dos canais (Figura 1 e Tabela 2) e os externos aos canais (Figura 2 e Tabela 3). Para a identificação dos elementos arquiteturais, Miall (1985) propôs seis itens a serem observados:

1 – Natureza das superfícies inferior e superior que limitam o pacote: erosional ou gradacional; planar, irregular, curva (côncava para cima ou convexa para cima).

2 – Geometria externa: lençol (*sheet*), lente (*lens*), cunha (*wedge*), pá (*scoop*), preenchimento em U.

3 – Escala: espessura; extensão lateral (paralela e perpendicular à direção de fluxo).

4 – Litologia: Assembléia de litofácies e sequência vertical.

5 – Geometria interna: natureza e disposição das superfícies internas; relação entre o acamamento e as superfícies de 1ª e 2ª ordens (paralela, truncada, *onlap*, *downlap*).

6 – Padrão de paleocorrentes: orientação dos indicadores de fluxo em relação às superfícies internas e formas externas do elemento.

Elemento Arquitetural	Símbolo	Associações de fácies	Geometria e arquitetura interna	Interpretação
Canal	CH	Combinação variada	Corpos sedimentares com geometria em lente, lençol ou fita, limitados por superfícies erosivas côncavas (superfície de 5ª ordem). Escala altamente variada.	Preenchimento de canais menores internos ao cinturão de canais, canais de rompimento de meandros ( <i>chute channels</i> ).
Fluxo de gravidade de sedimentos	SG	Gmm, Gmg, Gci, Gcm	Corpos com geometria lenticular, normalmente intercalados com elementos GB e SB. Espessura e extensão lateral variadas.	Amalgamação de sucessivos episódios de fluxos de detritos.
Formas de Leito e Barras Cascalhosas	GB	Gm, Gp, Gt	Corpos tabulares ou em lente formado por complexos amalgamados de <i>sets</i> de estratos cruzados. Espessura de 0,5 a 1,5 m e dezenas de metros de extensão lateral.	Barras longitudinais cascalhosas.

Depósitos de Acresção Frontal	DA	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss	Corpos lenticulares constituídos por <i>sets</i> de estratos cruzados simples de grande porte ou estratos cruzados compostos caracterizados por <i>sets</i> de pequeno a médio-porte limitados por superfícies inclinadas a favor do fluxo (superfície de 1ª, 2ª ou 3ª ordem). Espessura de 2 a 5m e extensão lateral máxima de 250m.	Migração a favor do fluxo de barras arenosas de meio de canal.
Depósitos de Acresção Lateral	LA	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss. Raramente Gm, Gt e Gp	Corpos lenticulares ou cuneiformes, contendo <i>sets</i> de estratos cruzados separados por superfícies de acresção lateral (superfície de 1ª, 2ª ou 3ª ordem). Espessura de 2 a 30m e extensão lateral máxima de 300m.	Barras em pontal ou acresção lateral em barras de meio de canal.
Lençóis de Areia Laminados	LS	Sh, Sl; raramente St, Sp, Sr	Corpos com geometria em lençol, formados por complexos amalgamados de estratos plano-paralelos ou de baixo-ângulo. Espessura de 0,4 a 2,5m e extensão lateral máxima de 200m,	Lençóis de areia formados em contextos de rápida descarga.
Formas de Leito Arenosas	SB	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss	Corpos com geometria em lente ou lençol formados por <i>sets</i> amalgamados de estratos cruzados separados por superfícies (1ª, 2ª ou 3ª ordem) subhorizontais. Espessura de 1 –4 metros e extensão lateral de dezenas a centenas de metros.	Migração e cavalgamento de dunas subaquosas.
Hollow	HO	Sh, Sl	Corpos com geometria lenticular, limitados na base por superfícies erosivas côncavas. O mergulho dos planos de acamamento da litofácies Sl é paralelo à superfície limítrofe basal. Espessura máxima de 20 metros e extensão de até 250m.	Feições erosivas formadas em regiões de confluência de fluxo, ou a jusante de barras arenosas de meio de canal.

Tabela 2. Elementos arquiteturais formados dentro de canais fluviais segundo Miall (1996) (Scherer, 2004).

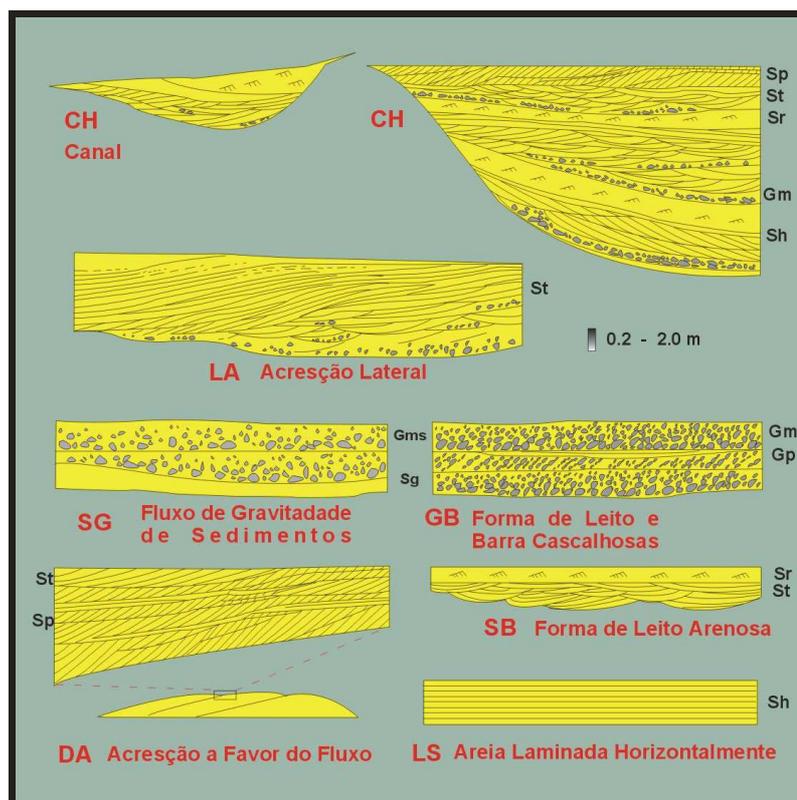


Figura 1. Elementos arquiteturais formados dentro de canais fluviais (Miall, 1996).

Elemento Arquitetural	Símbolo	Associações de fácies	Geometria	Interpretação
Dique marginal	LV	Fl	Cunha. Acima de 10m de espessura e de 3km de largura.	Agradação vertical de sedimentos na margem do canal durante períodos de inundação.
Canal de crevasse	CR	St, Sr, Ss	<i>Ribbon</i> (fita). Acima de centenas de m de largura, de 5m de profundidade e de 10km de comprimento.	Rompimento da margem do canal principal.
Espraçamento de Crevasse	CS	St, Sr, Fl	Lente. Acima de 10x10km de área e de 2-6m de espessura.	Progradação “deltaica” a partir do canal de crevasse na planície de inundação.
Finos da planície de inundação	FF	Fsm, Fl, Fm, Fr	<i>Sheet</i> (lençol). Pode ter muitos km de dimensão lateral e dezenas de m de espessura.	Depósitos de <i>overbank sheet flow</i> , banhados e lagos na planície de inundação.
Canal abandonado	CH(FF)	Fsm, Fl, Fm, Fr	<i>Ribbon</i> (fita). Comparável em escala com canal ativo.	Produto da ruptura ou do estrangulamento do meandro.

Tabela 3. Elementos arquiteturais externos aos canais fluviais segundo Miall (1996) (Scherer, 2004).

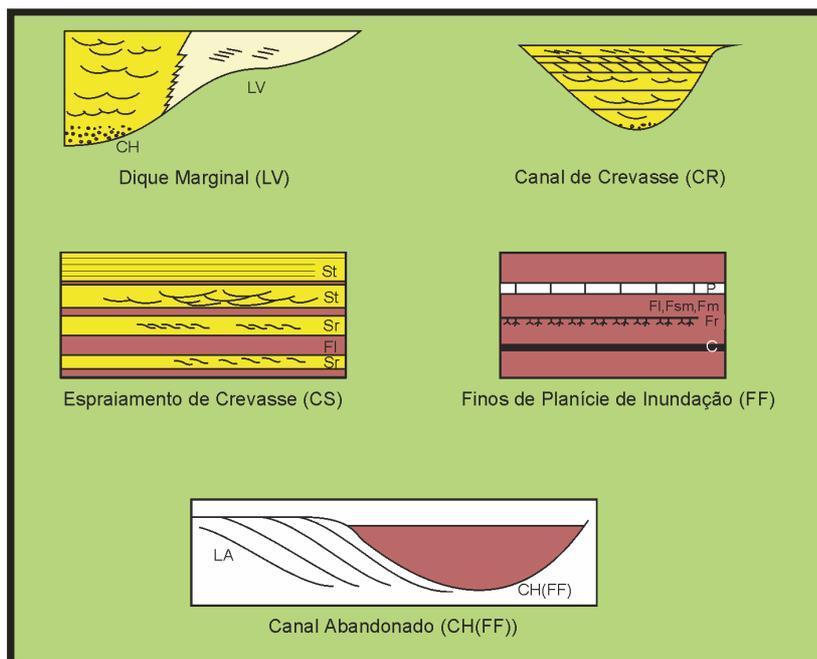


Figura 2. Elementos arquiteturais externos aos canais fluviais (modificado de Scherer, 2004).

Bridge (1993a) faz críticas a classificação de Miall (1985, 1988a, b), destacando alguns aspectos confusos que dificultam a aplicação do conceito de elemento arquitetural:

- Canal (CH) – Uma unidade composta. Todos os outros elementos podem ocorrer em canais.
- Formas de leito e barras cascalhosas (GB) – Não é um elemento único, pois pode ocorrer como parte dos elementos CH, LA e DA.
- Formas de leito arenosas (SB) – Como GB.
- Macroformas de acreção frontal (DA) – Definição ambígua, pois a maioria das barras de canal resultam da combinação de acreção frontal e lateral. Depende do lugar onde o elemento é cortado e observado.
- Macroformas de acreção lateral (LA) – Como DA.
- Fluxo de gravidade de sedimentos (SG) – Uma litofácies (Fácies Gms de Miall) não um elemento.
- Lençóis de areia laminados (LS) – Uma litofácies, não um elemento; também pode ocorrer como parte dos elementos LA, DA, CH.

### 1.3.1.3. Classificação dos estilos fluviais

O termo sistema fluvial, segundo Schumm (1977), abrange três zonas principais: zona de produção (bacia de drenagem ou área-fonte), zona de

transferência (rios) e zona de deposição (planície aluvial, leque aluvial, delta ou corpos d'água). O estilo fluvial é definido a partir das características morfodinâmicas dos canais, e as duas classificações mais frequentes são baseadas:

1) na dinâmica de transporte de sedimentos do canal, utilizada por Schumm (1963) (Tabela 4) e por Galoway (1981) (Figura 3).

Modo de transporte de sedimento e tipo de canal	Carga de fundo (porcentagem do total da carga)	Sistema de canal simples	Sistema de multi-canais
Carga em suspensão ( <i>Suspended load</i> )	<3	Canal de carga em suspensão Razão W/D<10, sinuosidade>2, gradiente relativamente baixo	Sistema anastomosado
Carga mista ( <i>Mixed load</i> )	3-11	Canal de carga mista Razão W/D 10-40, sinuosidade <2, gradiente moderado, pode ser entrelaçado	Distributários de deltas e distributários da planície aluvial
Carga de fundo ( <i>Bed load</i> )	>11	Canal de carga de fundo Razão W/D>40, sinuosidade<1,3, gradiente relativamente alto, pode ser entrelaçado	Distributários de leques aluviais

Tabela 4. Classificação dos canais aluviais pela carga de sedimento. (Schumm, 1963). W/D=largura/profundidade

2) e na morfologia do canal, utilizada por Rust (1978) (Tabela 5).

	Canal simples ( <i>braiding parameter</i> < 1)	Multi-canal ( <i>braiding parameter</i> > 1)
Baixa sinuosidade (P<1,5)	Reto	Entrelaçado
Alta sinuosidade (P>1,5)	Meandrante	Anastomosado

Tabela 5. Classificação dos canais aluviais pelas características geométricas. (Rust, 1978).

Jackson (1978) tabelou critérios geomorfológicos (Tabela 6) e sedimentológicos (Tabela 7) para distinguir os padrões de canais.

	Entrelaçado	Cinturão meandrante de granulometria grossa	Cinturão meandrante de granulometria fina	Distributário reto
Gradiente	Alto	→		Baixo

Fluxo no Canal	Não confinado	—————>	Confinado
*Taxa de descarga	Rápida	—————>	Contínua
*Carga de fundo/carga em suspensão	Alta	—————>	Baixa
*Areia/lama (depósito)	Alta	—————>	Baixa
*Corpo arenoso (depósito)	Largo	Multilateral <i>Multistoried</i>	Estreito
*Diques naturais	Pequenos	—————>	Proeminentes
Estabilidade do banco	Baixa	—————>	Alta

Tabela 6. Critérios geomorfológicos comumente citados para correntes aluviais. (Jackson, 1978).

\* Critério geralmente inválido

	Meandrante	Não-meandrante
Sequência vertical de litofácies	Ciclos de gradação normal (de tamanho de grão e de estrut. sed.)	Sequência não consistente
Depósitos externos aos canais	Normalmente comum e apreciavelmente espesso	Incomum e delgado
Fração cascalhosa no canal	Pequena quantidade; poucos clastos grandes	Pode ser abundante, com grandes clastos
<i>Scroll bars</i>	Comum	Ausente
Estratificação cruzada <i>Epsilon</i>	Comum	Ausente
Superfícies de erosão dentro dos canais	Incomum	Abundante
Depósitos de lama preenchendo o canal	Comum, especialmente em correntes lamosas; longo e arqueado	Menor; pequeno
<i>Chute-fill e Chute bars</i>	Esperado em correntes com granulometria grossa	Incomum
Diques naturais	Às vezes proeminente	Menor
Dispersão das paleocorrentes	Grande, às vezes >180°	Pequeno, às vezes <90°
Cinturão meandrante exumado	Pode ser esperado em seções próprias	Ausente
Continuidade de camadas de areia e cascalho (dentro dos canais)	Às vezes grande, com pequenas mudanças laterais na textura	Camadas às vezes lenticulares e descontínuas

Tabela 7. Critérios sedimentológicos comumente citados para depósitos fluviais. (Jackson, 1978).

Para a definição do estilo fluvial com precisão é necessária a análise de todos esses critérios, pois eles em separado não são definidores.

É comum associar a classificação de Schumm (1963) com a utilizada por Rust (1978), pois os canais têm morfologia parecida (Figura 3) apesar dos critérios

utilizados para a identificação serem diferentes: *bed load*=entrelaçado; *mixed load*=meandrante; e *suspended load*=anastomosado.

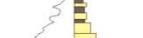
TIPO DE CANAL	COMPOSIÇÃO DO PREENC. DO CANAL	GEOMETRIA DO CANAL			ESTRUTURA INTERNA		RELAÇÃO LATERAL
		SEÇÃO TRANSVERSAL	VISTA EM PLANTA	ISOPACAS DE AREIA	FÁBRICA SEDIMENTAR	SEQUÊNCIA VERTICAL	
CARGA DE FUNDO OU ENTRELÇADO	 Dominantemente areia	 Alta razão largura/profundidade Relevo baixo a moderado na superfície basal	 Reto a levemente sinuoso	 Cinturão largo e contínuo	 Acréscimo de camada dominando o preenchimento de sedimentos	 SP LITO Gradação normal pobremente desenvolvida; irregular	 Preenchimento de canais multilaterais volumetricamente maior que os depósitos de overbank
CARGA MISTA OU MEANDRANTE	 Mistura de areia, silte e lama	 Moderada razão largura/profundidade Relevo alto na superfície basal	 Sinuoso	 Cinturão complexo	 Acréscimo de banco e camada ambos preservados no preenchimento por sedimentos	 SP LITO Variedade de perfis com gradação normal bem desenvolvida	 Preenchimento de canais multistoria geralmente subordinados aos depósitos de overbank
CARGA EM SUSPENSÃO OU ANASTOMOSADO	 Dominantemente silte e lama	 Baixa a muito baixa razão largura/profundidade Alto-relevo com steep banks, alguns segmentos com múltiplos talvegues	 Altamente sinuoso a anastomosado	 "Cordão" ou "vagem"	 Acréscimo de banco (simétrico ou assimétrico) dominando o preenchimento por sedimentos	 SP LITO Sequência dominada por material fino, assim trends verticais podem ser obscuros	 Preenchimento de canais multistoria envolto por abundantes lamias e argilas de overbank

Figura 3. Classificação do estilo fluvial modificado de Galloway (1981), comparando as classificações de Schumm (1963) e Rust (1978).

No entanto, hoje, já se conhecem inúmeros estilos fluviais intermediários aos supracitados, e Miall (1985, 1996) identificou 16 estilos, integrando dados morfológicos do canal (sinuosidade e *braiding parameter*) com o modelo de fácies (tipo de sedimento e elementos arquiteturais), conforme detalhado na tabela 8.

#### 1.3.1.4. Hierarquia das unidades deposicionais e suas superfícies

Para a interpretação em qualquer trabalho de geologia é necessária uma visão de multi-escala, inclusive na geologia sedimentar e mais especificamente nos sistemas fluviais. Os processos sedimentares ocorrem desde a deposição individual de cada grão até o preenchimento completo de uma bacia sedimentar. Entre estes extremos inúmeras unidades deposicionais podem ser distinguidas. Essa subdivisão é baseada, principalmente no tempo de formação do litossoma, mas também no arranjo das fácies ou dos próprios grãos devido às diferenças genéticas (controladoras) e morfométricas.

Inúmeros trabalhos enfocam em multi-escala os sistemas fluviais, como por exemplo: Bridge, 1993a; Miall, 1988a, b, 1991, 1996; Brierley, 1996; Keighley & Pickerill, 1996; Robinson & McCabe, 1997; Jones *et al.*, 2001; Jo & Chough, 2001. Uma integração e correlação das hierarquias das unidades, em sistemas fluviais, de diferentes autores são feitas na tabela 9.

Nome do Estilo	N <sup>oa</sup>	Sinuosidade	<i>Braiding parameter</i> <sup>c</sup>	Tipo de Sedimento	Elementos Característicos
<i>Parte 1: Rios dominados por cascalhos</i>					
Entrelaçado com cascalho e com fluxo de gravidade de sedimentos	1	Baixa	Alto	Cascalho, pouca areia	SG (GB, SB)
Entrelaçado com cascalho “Scott type”	2	Baixa	Alto	Cascalho, pouca areia	GB (SB)
Entrelaçado profundo com cascalho “Donjek type”	3	Baixa a interm.	Interm. a alto	Cascalho, pouca areia e finos	GB, SB, DA (FF)
<i>Gravel wandering</i>	-	Interm. a alta	Interm.	Cascalho, pouca areia e finos	GB, DA, LA (SB, FF)
Meandrante com cascalho	4	Alta	Baixo a interm.	Cascalho, pouca areia e finos	GB, LA, FF (SB)
<i>Parte 2: Rios de alta sinuosidade dominados por areia</i>					
Meandrante com cascalho e areia (modelo “coarse-grained meandering”)	5	Interm. a alta	Baixo a interm.	Areia, cascalho	GB, LA, FF (SB)
Meandrante arenoso (modelo meandrante “clássico”)	6	Alta	Baixo	Areia, pouco finos	LA, SB, FF, LV, CR, CS, (CH)
Meandrante arenoso efêmero	-	Alta	Baixo	Areia, pouco finos	LA, SB, (FF)
“Fine-grained meandering”	7	Alta	Baixo	Areia fina, silte, lama	LA, SB, FF, LV, CR, CS, (CH)
Anastomosado	8	Baixa a alta	Alto	Areia, finos	SB, CH (LA), FF, LV, CR, CS
<i>Parte 3: Rios de baixa sinuosidade dominados por areia</i>					
Meandrante-entrelaçado de baixa sinuosidade com barras alternadas	-	Baixa	Baixo	Areia	DA-LA, SB, FF
Entrelaçado perene “Platte type”	9	Baixa a interm.	Alto	Areia	SB (FF)
Entrelaçado perene profundo “S. Saskatchewan type”	10	Baixa a interm.	Interm. a alto	Areia, pouco finos	DA, LA, SB (FF)
Entrelaçado arenoso acamado, alta energia	-	Baixa a interm.	Interm. a alto	Areia, pouco finos	DA, SB, HO (FF)

<i>Sheetflood</i> entrelaçado distal	11	Baixa	Alto	Areia, pouco finos	SB (FF)
<i>Flashy, sheetflood</i> efêmero “Bijou Creek type”	12	Baixa	Alto	Areia, pouco finos	LS (FF)

Tabela 8. Características arquiteturais de alguns estilos fluviais comuns. Modificado de Miall (1996) que se baseou em dados de ambientes fluviais modernos e antigos de diversos autores.

<sup>a</sup> Números de modelos de Miall (1985)

<sup>b</sup> Valores sugeridos de sinuosidade (P): baixa <1,2, interm.1,2-1,5, alta >1,5

<sup>c</sup> Valores sugeridos do *braiding parameter*: baixo<1, interm. 1-3, alto>3

<sup>d</sup> Elementos arquiteturais de Miall (1985)

Escala e características da superfície limítrofe (Miall, 1996)	Escala sedimentar (Brierley, 1996)	Escala (Bridge, 1993a)	Unidade deposicional (Miall, 1996)	Unidade deposicional (Brierley, 1996)	Unidade deposicional (Robinson & McCabe, 1997). Aplicado	Processo (Miall, 1996)	Controle deposicional (Brierley, 1996)	Escala de tempo do processo (anos) (Miall, 1996)	Taxa de sedimentação instantânea (m/mil anos) (Miall, 1996)
Ordem 0, superfície da laminação	Grão		Lâmina	Grão individual			Autocíclico	10 <sup>6</sup>	
1 <sup>o</sup> ordem, superfície limítrofe do set	Formas de leito-escala de fácies	Set de microescala (p.ex. ripple)	Ripple (microforma)	Formas de leito (p.ex. ripples, dunas)		Migração das formas de leito	Autocíclico	10 <sup>5</sup> -10 <sup>4</sup>	10 <sup>5</sup>
1 <sup>o</sup> ordem, superfície limítrofe do set		Set de mesoescala (p.ex. duna)	Diurno incremento de duna, superfície de reativação		Estratificação o cruzada com lags de seixos	Migração das formas de leito		10 <sup>3</sup>	10 <sup>5</sup>
2 <sup>o</sup> ordem, superfície limítrofe do coset	Assembléia de fácies	Coset de micro/mesoescala	Duna (mesoforma)	Bedsets/cosets/camadas compostas	Unidades com gradação normal e drapes basais de lamito ou de intraclastos de conglomerados	Migração das formas de leito	Autocíclico	10 <sup>2</sup> -10 <sup>1</sup>	10 <sup>4</sup>
3 <sup>o</sup> ordem, mergulhando o 5-20° na direção da acresção		Estrato inclinado de macroescala	Aumento do crescimento da macroforma			Eventos sazonais, fluxos de 10 anos		10 <sup>0</sup> -10 <sup>1</sup>	10 <sup>2-3</sup>
4 <sup>o</sup> ordem, topo da macroforma convexa para cima, menor channel scour, superfícies planas de inundação	Elemento	Set de estratos inclinados de macroescala	Macroforma, p. ex. barra em pontal, dique, paleossolo imaturo	Unidade geomorfológica de campo (p.ex. dique, ox-bow)	Corpos de arenitos single-storey com conglomerados basais	Fluxos de 100 ano, migração do canal e da barra	Autocíclico	10 <sup>2</sup> -10 <sup>3</sup>	10 <sup>2-3</sup>
5 <sup>o</sup> ordem, base do canal côncavo para cima a plano	Assembléia de elementos	Grupo de sets de macroescala	Canal, paleossolo maduro	Rios (p.ex. estilo fluvial)	Corpos de arenito multistorey				
6 <sup>o</sup> ordem, plana, regionalmente extenso, ou base de vale inciso	Análise de bacia	Grupo de sets de macroescala	Cinturão de canais, leque aluvial, seqüências menores	Segmentos abandonados de sistemas fluviais (p.ex. terraços)		Ciclo de 5 <sup>a</sup> ordem (Milankovitch), resposta a um pulso de movimento em uma falha	Alocíclico	10 <sup>4</sup> -10 <sup>5</sup>	10 <sup>1</sup>
7 <sup>o</sup> ordem, limite de seqüência; plano, regionalmente extenso, ou base de vale inciso	Análise de bacia		Maiores seqüências de sistemas deposicionais	Preenchimento do vale/complexo de terraços		Ciclo de 4 <sup>a</sup> ordem (Milankovitch), resposta a um pulso de movimento em uma falha	Alocíclico	10 <sup>5</sup> -10 <sup>6</sup>	10 <sup>1</sup> -10 <sup>2</sup>
8 <sup>o</sup> ordem, discordância regional	Análise de bacia		Complexo preenchimento da bacia	Preenchimento da bacia		Ciclo de 3 <sup>a</sup> ordem, processo tectônico e eustático	Alocíclico	10 <sup>6</sup> -10 <sup>7</sup>	10 <sup>1</sup> -10 <sup>2</sup>

Tabela 9. Comparação das interpretações de diversos autores para as unidades multiescalares. Modificado de: Robinson & McCabe, 1997 (amarelo); Miall, 1996 (verde); Brierley, 1996 (azul); e Bridge, 1993a (salmão).

Miall (1988, 1991) cita 6 ordens principais de superfícies limítrofes em sistemas fluviais (Figura 4), que separam litossomas de diferentes escalas físicas e temporais. As ordens obedecem a uma sequência hierárquica da escala menor (1ª ordem) a maior (6ª ordem).

Superfície de 1ª ordem:

As superfícies de 1ª ordem são planas, possuem inclinações variadas e limitam sets de laminações cruzadas. As litofácies não mudam abaixo e acima da superfície, indicando uma manutenção das condições do fluxo. Estas superfícies são interpretadas como resultado da migração de formas de leito de mesma morfologia sob condições de sedimentação contínua.

Superfícies de 2ª ordem:

As superfícies de 2ª ordem são planas, possuem inclinações variadas e não apresentam evidências de erosão significativa. Separam cosets de litofácies distintas. Essas superfícies indicam mudanças nas condições do fluxo, não envolvendo, entretanto, um hiato significativo (p.ex. variações sazonais na descarga).

Superfícies de 3ª ordem:

Superfícies de 3ª e 4ª ordem são definidas a partir da identificação de macroformas (elementos arquiteturais DA, LA, GB). Superfícies de 3ª ordem são superfícies erosivas (superfícies de reativação) existentes dentro das macroformas, que apresentam um baixo ângulo de mergulho ( $<15^\circ$ ), geralmente truncando os estratos cruzados subjacentes. Também podem ocorrer no topo de pequenas barras ou sucessões de formas de leitos (elemento SB). Essas superfícies indicam mudanças na velocidade ou orientação do fluxo.

Superfícies de 4ª ordem:

Representam o limite superior das macroformas, separando, portanto, diferentes assembléias de fácies acima e abaixo delas. São retas a levemente convexas. Essas superfícies truncam em baixo ângulo ou mergulham paralelamente às superfícies de hierarquia menor (1ª a 3ª ordem), indicando nesse último caso a presença de elementos DA ou LA. As superfícies de 4ª ordem são o resultado de mudanças no padrão das barras relacionadas à instabilidade do fluxo associada a irregularidades do leito do canal fluvial ou à reorganização do fluxo

durante períodos de enxurradas. São também consideradas superfícies de 4ª ordem, o limite inferior dos elementos arquiteturais externos aos canais fluviais.

Superfícies de 5ª ordem:

São as superfícies que delimitam canais e complexos de preenchimento de canais. Normalmente são planas ou levemente côncavas, podendo, contudo apresentar um relevo irregular marcado por feições de corte e preenchimento e depósitos residuais cascalhosos. Estas superfícies têm a sua gênese associada à incisão e/ou migração lateral de canais fluviais.

Superfícies de 6ª ordem:

São superfícies que delimitam grupos de canais ou paleovales. Apresentam uma grande extensão lateral, permitindo o fatiamento estratigráfico regional de sucessões fluviais. As superfícies de 6ª ordem são passíveis de serem identificadas e correlacionadas em testemunhos e seções sísmicas. Estas superfícies marcam mudanças significativas no sistema fluvial que são vinculadas a variações no nível de base estratigráfico.

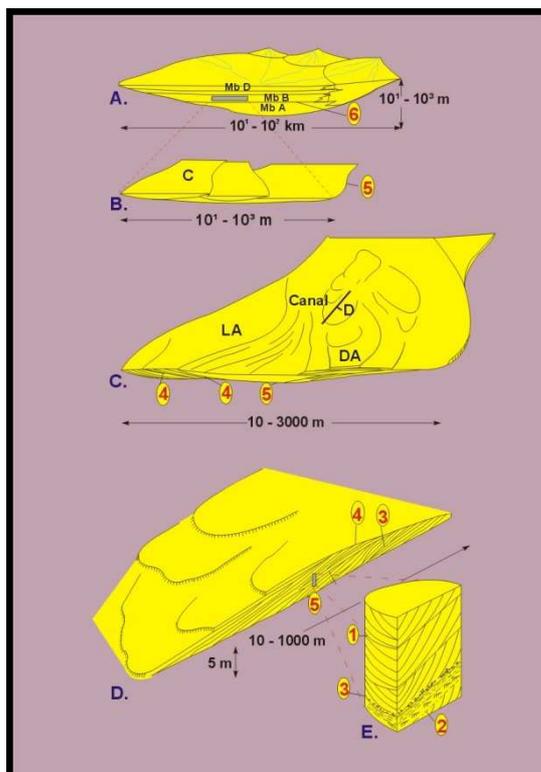


Figura 4. Hierarquia das superfícies de Miall (1991)

### 1.3.2. Sistemas Depositionais Estuarinos

As regiões costeiras podem ser classificadas baseando-se na relação de predominância existente entre os três processos de transporte de sedimentos atuantes nestes locais: dominadas por ondas, marés ou fluxos fluviais. Assim sendo, Boyd *et al.* (1992) construíram um diagrama ternário de classificação dos sistemas litorâneos, onde os seus vértices são representados por esses processos (Figura 5).

No pico superior deste diagrama está o campo dos sistemas deltaicos. No meio trapezoidal do diagrama está o campo dos sistemas deposicionais estuarinos. E na porção inferior do triângulo estão os sistemas deposicionais progradantes de linhas de costa retas, que apresentam um espectro entre *strandplains* e planícies de maré (Figura 5). Os sistemas deposicionais lagunares ocupam um campo linear entre estuários e as costas retas progradantes, principalmente em direção ao vértice de ação de ondas (Figura 5). Na lateral desse gráfico também estão indicadas a morfologia da linha de costa (progradante ou embaiada) e a fonte de sedimentos (marinha, mista ou fluvial) (Figura 5).

A Figura 6 sintetiza muito bem a morfologia e as variações do tamanho de grão destes ambientes deposicionais citados na Figura 5 em função da ação de ondas, de marés e de fluxos fluviais ao longo de uma linha de costa em regressão e de uma linha de costa em transgressão.



Figura 5. Diagrama ternário de classificação dos sistemas costeiros em função do processo de transporte de sedimentos (modificado de Boyd *et al.*, 1992).

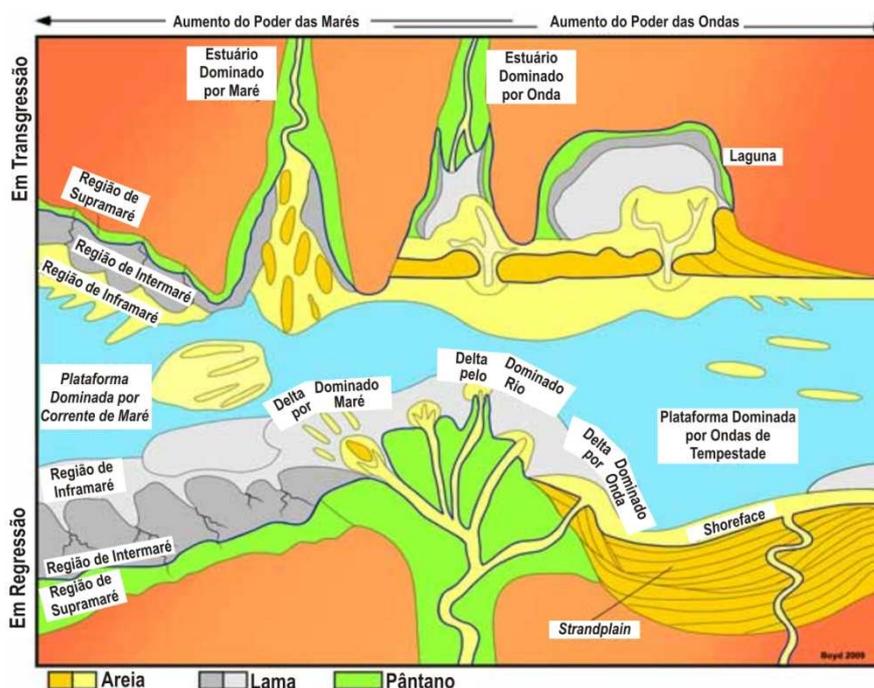


Figura 6. Ilustração da variabilidade morfológica e de tamanho de grão dos ambientes costeiros em função do tipo de transporte de sedimentos e do tipo de trajetória da linha de costa (modificado de Boyd, 2009).

Os estuários (Figura 5 e Figura 6), segundo Dalrymple *et al.* (1992), são definidos como uma porção litorânea de um sistema de vales afogados que recebe sedimentos de origem fluvial e marinha, com fácies influenciadas por maré, ondas e processos fluviais; se considera que o estuário estende-se a partir do limite de ocorrência de fácies de maré, em direção ao continente, até sua desembocadura, em direção ao mar, no limite de ocorrência de fácies costeiras. Eles podem ser divididos em: dominados pela ação de ondas e dominados pela ação de marés (Figura 5 e Figura 6). Apesar de existirem outras classificações de estuários, principalmente para ambientes recentes, baseadas em diferentes critérios (p.ex. salinidade e magnitude das marés), estes dois tipos citados são a base para a compreensão destes sistemas deposicionais.

### 1.3.2.1. Estuários Dominados por Onda

Os estuários dominados por onda são constituídos por uma diversidade grande de ambientes (Figura 7). Na sua desembocadura, devido a energia das ondas ser maior que a energia das marés (número 1 na Figura 7), se desenvolvem

barreiras arenosas (Figura 7). Essas barreiras são constituídas por face praias, bermas e dunas eólicas. Seus sedimentos tendem a ter composição quartzosa, serem bem selecionados, terem baixo conteúdo de matéria orgânica e alguma concentração de fósseis carbonáticos (bivalves). Quando ocorrem maiores tempestades as barreiras podem ser rompidas e atrás delas depositam-se leques de lavagem (*washover fan*) (Figura 7). As barreiras de sistemas estuarinos têm descontinuidades locais chamadas desembocaduras. Nessas desembocaduras formam-se deltas de vazante (fluxo em direção ao mar) e deltas de enchente (fluxo em direção ao continente) (Figura 7) pela redistribuição dos sedimentos por ação das marés. Esses deltas compreendem areias moderadamente a bem selecionadas depositadas em forma de dunas subaquosas. Sedimentos mais grossos (seixos) podem ocorrer nos canais desses deltas, devido à maior força das correntes de maré. Nessas desembocaduras a energia total do estuário é alta (número 2 da Figura 7), pois se somam as altas energias causadas por ondas e pelas marés.

Como a energia das ondas se dissipa nas barreiras e a energia das marés é alta somente nas proximidades do *inlet*, no meio do estuário a energia total é baixa (número 4 da Figura 7). Isto condiciona a formação do ambiente chamado de bacia central (Figura 7). Esse ambiente é mais calmo e mais fundo que os outros que compõem o estuário. Em função disso são compostos por sedimentos lamosos ricos em matéria orgânica e pobremente selecionados. Além disso, são muito bioturbados devido à abundância de fauna.

Nas margens da bacia central, áreas mais rasas e com baixa declividade desenvolvem planícies de intermaré e manguezais (Figura 7). As planícies de intermaré consistem de lamas arenosas e areias lamosas pobremente a moderadamente selecionadas. Seixos podem estar presentes em moderadas concentrações na base de canais de drenagem rasos. Normalmente as áreas de planície de intermaré têm altas concentrações de matéria orgânica apesar de não desenvolverem vegetação. Essas planícies são mais extensas em sistemas de macromaré e a atividade biológica é bastante comum, podendo ser de crustáceos, moluscos, peixes, pássaros, etc. Manguezais são áreas de florestas (árvores e arbustos) tolerantes a salinidade que também se desenvolvem na margem dos sistemas estuarinos. Estas áreas são mais comuns em climas tropicais e os sedimentos ali presentes são argilas e siltes muito ricos em matéria orgânica.

A partir da bacia central em direção a cabeceira do estuário a energia total do sistema volta a ser alta (número 3 da Figura 7) devido à presença das altas energias provindas dos rios. A entrada desses rios na bacia central forma deltas

chamados de deltas de cabeceira de baía (*bayhead deltas* de Nichol, 1991 e Nichol *et al.*, 1997). Seus sedimentos variam de arenosos e conglomeráticos, derivados do sistema fluvial, a arenosos pobremente selecionado e argilosos. Material orgânico terrestre vindo nos fluxos fluviais é comum. Formas de leito são pouco desenvolvidas nos canais e nas baías interdistributárias desses deltas. Isto é devido às grandes flutuações na energia dos rios e a baixa energia de marés (Heap *et al.*, 2004). As regiões de supramaré associadas à cabeceira do estuário são bem vegetadas com pântanos salinos, manguezais ou ecossistemas terrestres de planície de inundação fluvial. É importante perceber que as marés influenciam, mesmo que fracamente, o sistema fluvial que alimenta o *bayhead delta*.

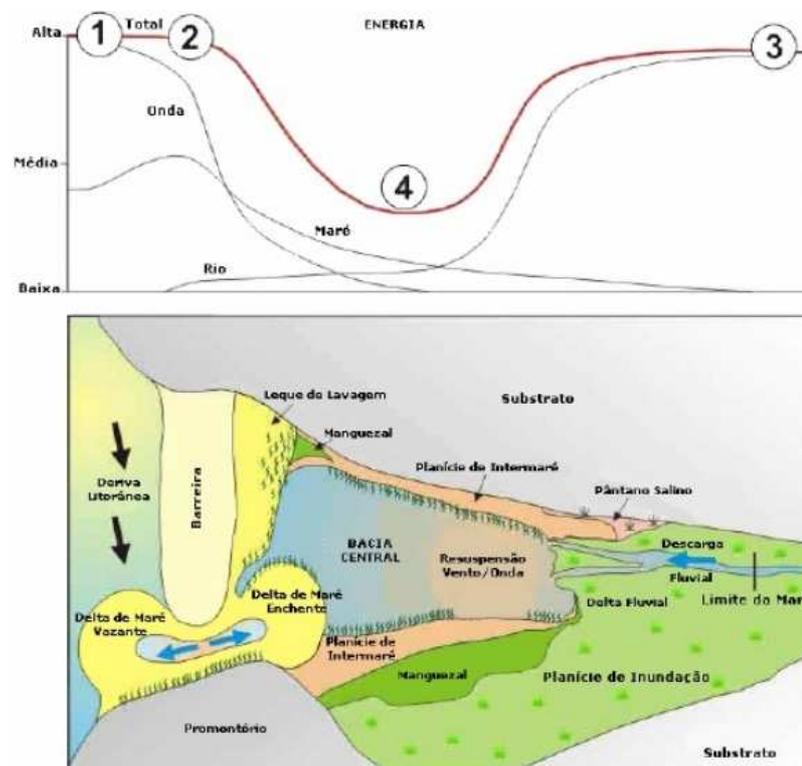


Figura 7. Características físicas de estuários dominados por onda (Heap *et al.*, 2001).

### 1.3.2.2. Estuários Dominados por Maré

O que caracteriza os estuários dominados por maré é sua desembocadura aberta com energia das marés maior que a energia das ondas (número 1 da Figura 8). Nessa posição formam-se bancos arenosos de maré (Figura 8). Eles se desenvolvem tipicamente inframaré e intermaré, sendo construídos por barras arenosas lineares a sinuosas, alongadas na direção das correntes de maré. Seus

sedimentos são moderadamente a bem selecionados e variam de tamanho argila a areia. A energia total do estuário na desembocadura é alta (número 2 da Figura 8), pois é resultante do somatório da energia das marés com a energia das ondas. A partir do momento em que as ondas não atuam mais, indo em direção a cabeceira do estuário, a energia total decresce (número 3 da Figura 8). Com isso, a granulometria dos bancos de maré pode decrescer na região central do estuário. Associados aos bancos arenosos de maré ocorrem canais que têm energia de maré suficiente para erodir e deixar um *lag* cascalhoso. A presença forte de correntes de maré, nessa associação canal/banco, aumenta o grau de turbidez da água o que impede a preservação de matéria orgânica.

Nas bordas dos estuários dominados por maré ocorrem planícies de intermaré associadas a canais de drenagem e a manguezais, sendo esta associação bastante extensa e contínua (Figura 8). Na região de supramaré dessas bordas se desenvolvem pântanos salinos (Figura 8), os quais são compostos de uma vegetação gramínea com juncos e pequenos arbustos resistentes a salinidade. Este ambiente é mais comum em climas temperados e os sedimentos que o compõe são argilas e siltes arenosos pobremente selecionados. Se na região de supramaré o clima for árido podem ocorrer *sabkhas*. Estes se caracterizam por sedimentos lamosos e principalmente depósitos evaporíticos (gipsita e halita), sendo típica também, a ocorrência de esteiras microbiais.

Quando os bancos arenosos de maré se tornam menores, dissipando menos energia, e o estuário afunila, aumentando a energia das marés (Dalrymple *et al.* 1992 e Heap *et al.*, 2004), a energia total do sistema alcança seus níveis mais elevados (número 4 da Figura 8). No entanto, em direção a cabeceira, o nível de energia total cai novamente (número 5 da Figura 8) porque a energia de dissipação nos bancos volta a ficar maior que a energia das marés que diminui.

Na cabeceira do estuário ocorrem sistemas fluviais com um estilo de canais reto-meandrante-reto (Figura 8). Na entrada desses sistemas fluviais nos estuários dominados por maré não se desenvolvem deltas (*bayhead deltas*), como nos estuários dominados por ondas, porque a energia da maré remobiliza todo o sedimento trazido pelos rios. No entanto essa entrada de energia fluvial faz com que a energia total do sistema estuarino se eleve novamente (número 6 da Figura 8).

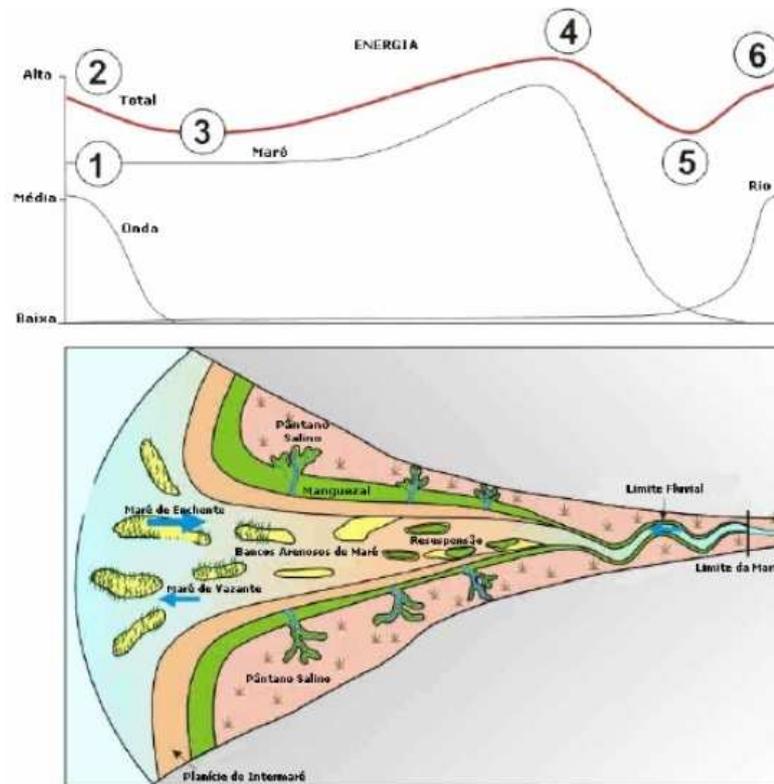


Figura 8. Características físicas de estuários dominados por maré (Heap *et al.*, 2001)

### 1.3.2.3. Sistemas Fluviais Influenciados por Maré

A influência das marés nos sistemas fluviais que alimentam os estuários dominados por maré foi estudada por Dalrymple & Choi (2007). Estes autores admitem que o limite de ação das marés não é abrupto, mas sim uma zona. Esta zona é definida entre a posição mais adentro ao continente onde ocorrem fluxos reversos (Figura 9C) e a posição mais adentro ao continente onde o fluxo fluvial é modulado pela maré (Figura 9B). Segundo eles, essa zona pode ter dezenas a centenas de quilômetros de extensão, isso dependerá das variações de descarga fluvial (chuvas ou estiagens intensas na bacia de drenagem fluvial) e das variações sazonais das marés (maré de sizígia ou maré de quadratura). Isso significa que até áreas “puramente fluviais” esporadicamente podem sofrer influência de maré (Van den Berg *et al.*, 2007).

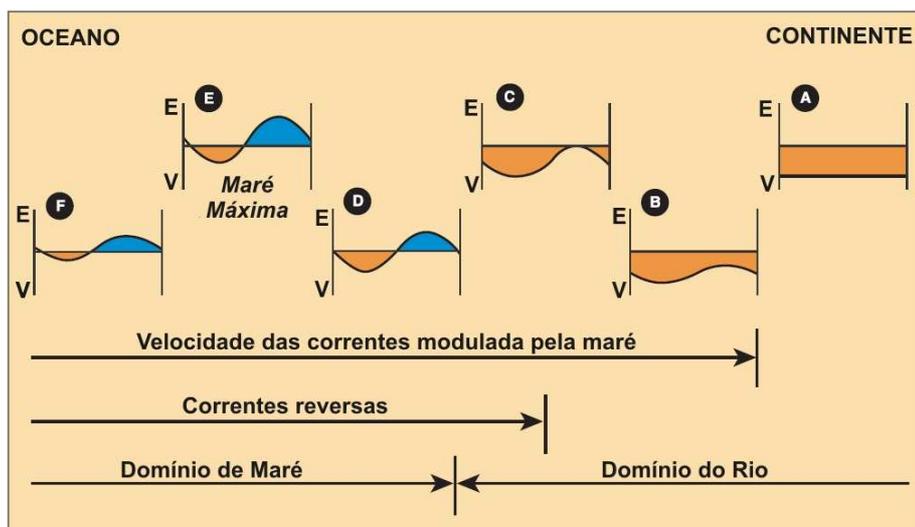


Figura 9. Representação esquemática simplificada das mudanças na natureza do padrão de correntes sobre um período de maré, na transição de um fluxo puramente fluvial (direita) para um fluxo puramente de maré (esquerda). A hachura laranja representa fluxo (maré de vazante + rio) em direção ao oceano e a hachura azul representa fluxo em direção ao continente (maré de enchente) (Dalrymple & Choi, 2007 *apud* Martinus & Gowland, 2011). E – Enchente. V – Vazante. **A** – Fluxo puramente fluvial. **B** – Fluxo sempre em direção ao oceano só que já começa a ser modulado pela ação de marés que reduz e acelera sua velocidade. **C** – Fluxo continua em direção ao oceano, só que já experimenta momentos de parada, velocidade zero, causados pelas ondas de maré. **D** – Os fluxos de vazante e de enchente se equilibram, mas ainda existe uma força maior de correntes em direção ao oceano, por leve influência fluvial. **E** – A força dos fluxos em direção ao continente supera a dos fluxos em direção ao oceano, assim o domínio de marés é estabelecido. Este é o ponto onde a energia da maré atinge seu máximo, como explicado no item anterior (número 4 da Figura 8). **F** – Esse ponto já é interno ao estuário onde a força das marés enchentes é maior que a força das marés vazantes.

A identificação de sistemas fluviais influenciados por maré no registro geológico não é muito simples. No entanto, existem algumas estruturas sedimentares que sugerem essa influência:

- 1) Variação cíclica na altura da quebra de ângulo de *foresets* de estruturas com estratificação cruzada sigmoidal (Martinsen *et al.*, 1999; Yoshida, 2000; Plink-Björklund, 2005; Van den Berg *et al.*, 2007; e Martinus & Gowland, 2011) (Figura 10);

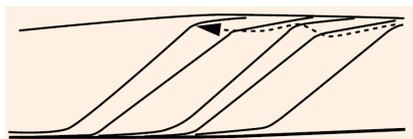


Figura 10. Estrutura de ~0,5m de altura com estratificação sigmoidal (modificado de Van den Berg *et al.*, 2007).

- 2) *Climbing ripples* no *foreset* de estruturas com estratificação cruzada tangencial (Figura 11), de preferência com indicação de fluxo em direção

ao continente (Yoshida, 2000; Plink-Björklund, 2005; Van den Berg *et al.*, 2007; Fischbein *et al.*, 2009);

- 3) Variação de ângulo entre os *foresets* das estruturas com estratificação cruzada tangencial (Martinsen *et al.*, 1999; Yoshida, 2000; Plink-Björklund, 2005; Van den Berg *et al.*, 2007; e Martinius & Gowland, 2011) (Figura 11);



Figura 11. Estrutura de ~0,5m de altura com estratificação cruzada tangencial (modificado de Van den Berg *et al.*, 2007).

- 4) Argila, silte, areia mais fina ou até fragmentos de turfa intercalados aos *foresets* arenosos em estruturas com estratificação cruzada tangencial (Figura 12 Figura 12), de preferência com indicação de fluxo em direção ao continente (Martinsen *et al.*, 1999; Yoshida, 2000; Plink-Björklund, 2005; Van den Berg *et al.*, 2007; Fischbein *et al.*, 2009; e Martinius & Gowland, 2011);



Figura 12. Estrutura de ~0,5m de altura com estratificação cruzada tangencial migrando em direção ao continente (modificado de Van den Berg *et al.*, 2007).

- 5) *Ripples* arenosas presentes em acamamentos do tipo *wavy* e *linsen* com seus *foresets* interdigitados à lama, de preferência com indicação de fluxo em direção ao continente (Van den Berg *et al.*, 2007 – Figura 13);

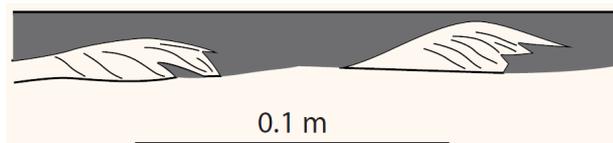


Figura 13. *Ripples* em acamamentos do tipo *wavy* e *linsen* (modificado de Van den Berg *et al.*, 2007).

- 6) Abrupta alternância vertical de fácies com distintos processos deposicionais e distintas energias deposicionais na escala decimétrica a

métrica (Van den Berg *et al.*, 2007; Fischbein *et al.*, 2009; (Figura 14). Essa sucessão vertical de fácies é chamada por alguns autores de *IHS* (*Inclined Heterolitic Strata*) (p.ex. Thomas *et al.* 1987; Yoshida, 2000; e Plink-Björklund, 2005).

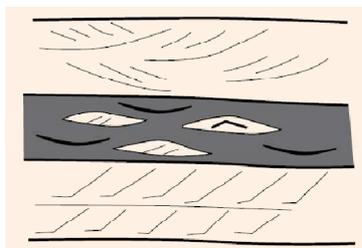


Figura 14. Fácies heterolítica composta da base para o topo de estratificação cruzada sigmoidal, *linsen* com *ripples* e estratificação cruzada tangencial (modificado de Van den Berg *et al.*, 2007).

Para se conseguir uma interpretação confiável de sistemas fluviais influenciados por maré, somado à identificação dessas estruturas sedimentares é importante analisar a associação de fácies e a sucessão vertical de fácies. Obviamente, existirá uma relação dessa associação de fácies com associações de fácies puramente fluviais e com associações de fácies estuarinas.

#### 1.3.2.4. História de Preenchimento dos Vales Estuarinos

A história deposicional de estuários pode ser bastante complexa, pois está associada à interação de diversos processos e ambientes deposicionais. Se analisarmos um ciclo completo de queda e subida do nível de base em um vale influenciado por ondas e macromarés, podemos sintetizar seu preenchimento da seguinte forma, segundo Cattaneo & Steel (2003) (Figura 15):

- 1) Queda relativa do nível de base com exposição, erosão e incisão fluvial (LS da Figura 15B). Gupta (1999), em um vale com controle tectônico, admite a deposição de sistemas fluviais já durante o rebaixamento do nível de base.
- 2) Início da subida relativa do nível de base criando espaço para a acumulação de sistemas fluviais (Figura 15) (Nichol *et al.*, 1997; McLaurin & Steel, 2000; Plink-Björklund, 2005; Fischbein *et al.*, 2009; e Vis & Kasse, 2009).

- 3) A taxa de subida relativa do nível de base começa a superar a taxa de influxo sedimentar formando a superfície transgressiva (ST da Figura 15B) e finalizando a acumulação do trato de sistemas de nível baixo.
- 4) Início da transgressão da linha de costa desenvolvendo o sistema estuarino sobre os depósitos fluviais (Allen & Posamentier, 1993; Plink-Björklund, 2005; Fischbein *et al.*, 2009; e Vis & Kasse, 2009). Na desembocadura do estuário o ravinamento por ação das marés já começa a ocorrer (SRm da Figura 15B) associados aos bancos arenosos de maré. Na porção proximal do estuário desenvolvem-se barras em pontal estuarinas (Figura 15B) e na porção continental empilham-se sistemas fluviais.
- 5) Durante a subida relativa do nível do mar os bancos arenosos de desembocadura do estuário vão migrando em direção ao continente e na sua base vão construindo a chamada superfície de ravinamento por ação de marés (SRm da Figura 15A e B) (Reinson, 1992; Allen & Posamentier, 1993; Zaitlin *et al.*, 1994; Plink-Björklund, 2005; Korus *et al.*, 2008). Essa superfície em direção ao continente será concordante com a superfície de inundação máxima (SIM da Figura 15B). Numa seção ortogonal ao vale (*strike*), a SRm não terá continuidade lateral ficando restrita aos locais de ocorrência de canais de maré.
- 6) Ainda durante a subida relativa do nível de base se formará uma segunda superfície diácrona chamada de superfície de ravinamento por ação de ondas (SRo da Figura 15A e B). Esta superfície se posicionará por sobre os depósitos de desembocadura do estuário erodindo-os e formando um *lag* transgressivo (Reinson, 1992; Allen & Posamentier, 1993; Yoshida, 2000; e Vis & Kasse, 2009). Em direção ao continente, pelas ondas não terem energia nos ambientes proximais (Figura 7 e Figura 8), a SRo também será concordante com a SIM. Numa seção ortogonal ao vale (*strike*), diferentemente da SRm, a SRo terá boa continuidade lateral, sendo facilmente identificada.
- 7) A superfície de inundação máxima (SIM) ocorrerá quando as taxas de deposição voltar a superar as taxas de elevação do nível de base, sendo esta superfície facilmente mapeável como lamas da bacia central (Allen & Posamentier, 1993; McLaurin & Steel, 2000). No entanto nas porções proximais do vale, onde estas fácies não ocorrem a identificação da SIM é mais difícil.

- 8) Acima da SIM o espaço de acomodação será diminuído gradativamente possibilitando a ocorrência espreada de canais de maré e suas barras em pontal na porção proximal do estuário e de barras arenosas de desembocadura na porção distal do estuário (Figura 15B) (Allen & Posamentier, 1993; Plink-Björklund, 2005). Nesse período, a depender da taxa de aporte sedimentar do sistema fluvial, o sistema estuarino pode ser substituído por um sistema deposicional deltaico (ou, se o estuário for dominado por ondas, um *bayhead delta*) (Nichol *et al.*, 1997 e Heap *et al.*, 2004), ou até um sistema deposicional fluvial (McLaurin & Steel, 2000).

Esse esquema evolutivo montado por Cattaneo & Steel (2003) é uma simplificação, pois inúmeras variáveis têm de ser levadas em consideração, como por exemplo: a escala de tempo e a magnitude desse ciclo de variação do nível de base; o tipo de sistema estuarino (dominado por maré, misto ou dominado por onda); o estilo do sistema fluvial que alimenta o estuário; e outros. Assim sendo, podem faltar inúmeros elementos mostrados aqui a depender do caso estudado.

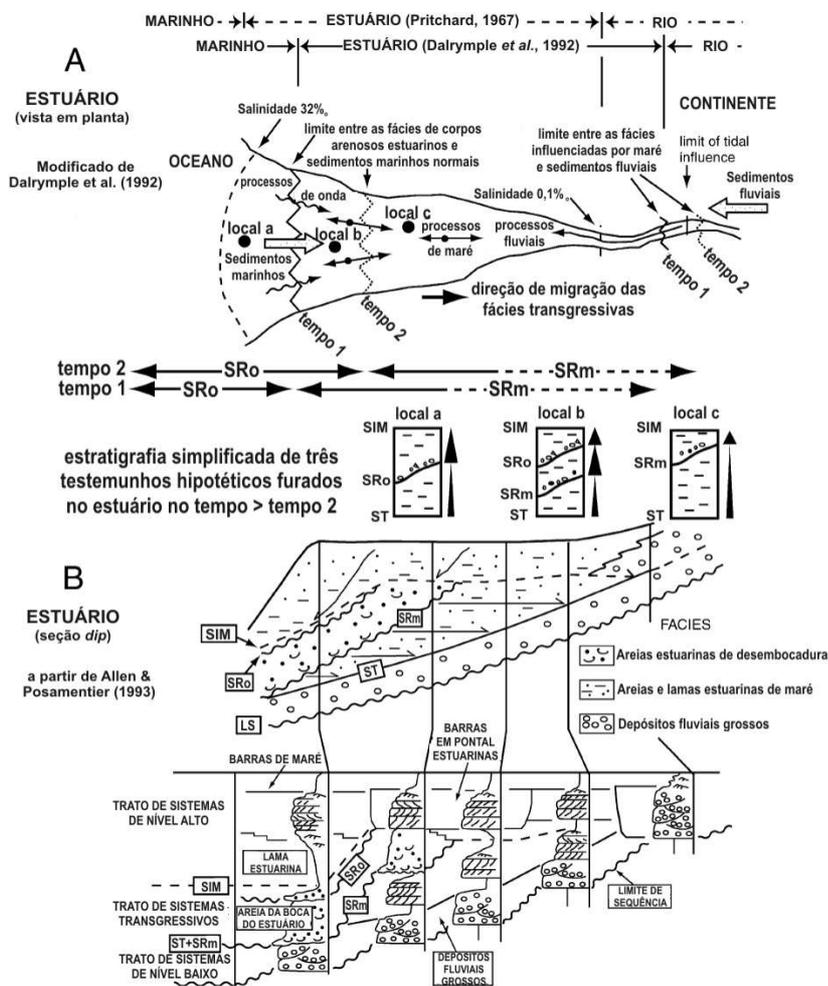


Figura 15. (A) Representação esquemática da definição em planta de um estuário de acordo com Pritchard (1967) (linhas tracejadas) e Dalrymple et al. (1992) (linhas solidas), e o padrão generalizado do transporte de material de fundo. O limite de fácies marcando o final do estuário em direção ao continente, como definido aqui, quase sempre fica mais em direção ao continente que o valor de salinidade 0,1‰, mas o limite de fácies do estuário em direção ao oceano pode ficar mais em direção ao continente ou não em relação ao valor da salinidade marinha normal (32‰). A evolução possível do estuário durante a transgressão a partir do tempo 1 para o tempo 2 (linha pontilhada) é mostrado pela extensão das superfícies de ravinamento por ação de marés (SRm) e por ação de ondas (SRo) e pela estratigrafia simplificada de três hipotéticos furos nos locais a, b e c. (B) Modelo de fácies e estratigráfico esquemáticos de um preenchimento de um vale inciso influenciado por onda e macromaré, baseado no estuário Gironde.

### 1.3.3. Estratigrafia de Sequências

O objetivo aqui é passar os conceitos mais atualizados do tema baseado em Catuneanu (2006) e Catuneanu *et al.* (2009).

#### 1.3.3.1. Breve Histórico

O conceito de **sequência** começou com Sloss (1949), e foi definida como uma unidade limitada por discordâncias. Posteriormente Mitchum *et al.* (1977) introduziram o conceito de **sequência deposicional** baseados em sismoestratigrafia. A **sequência deposicional** foi caracterizada por eles como uma unidade limitada por discordância subaérea na margem da bacia e por sua conformidade correlativa indo em direção ao centro da bacia. Posteriormente, Posamentier & Vail (1988), analisando o sentido de mudança da linha de costa (regressão ou transgressão) subdividiram a sequência deposicional em três tratos de sistemas: *lowstand system tract-LST* (trato de sistemas de nível baixo-TSNB), *transgressive system tract-TST* (trato de sistemas transgressivo-TST) e *highstand system tract-HST* (trato de sistemas de nível alto-TSNA). Nesse modelo, o limite de sequências estaria relacionado à passagem do *HST* para o *LST*.

Variações em cima desse conceito inicial de **sequência deposicional** (Figura 16) foram apresentadas por:

- 1) Haq *et al.* (1987) e Posamentier *et al.* (1988), onde eles subdividiram o *LST* em inicial (leques de assoalho) e final (cunha de nível baixo);
- 2) Van Wagoner *et al.* (1988, 1990) e Christie-Blick (1991), os quais posicionaram o limite de sequências no final da queda do nível de base e dividiram o *HST* em inicial (cunha de nível alto) e final (leque de assoalho), que corresponde ao *LST* inicial de Posamentier *et al.* (1988);

- 3) Hunt & Tucker (1992, 1995) e Plint & Nummedal (2000), que criaram um novo trato de sistemas, *falling-stage system tract-FSST* (trato de sistemas de queda do nível de base-TSQNB), com nomenclatura adotada de Ainsworth (1991) e correspondente ao *LST* inicial de Posamentier *et al.* (1988). Eles assumiram o limite de seqüências entre o *FSST* e o *LST* no final da queda do nível de base.

Na década seguinte à definição de **seqüência deposicional**, dois conceitos diferentes de **seqüências** foram publicados (Figura 16), respectivamente:

- 1) As **seqüências genéticas** de Galloway (1989), que baseado em Frazier (1974) assumia que o limite de seqüências era a superfície de inundação máxima (*maximum flooding surface-MFS*). Isto porque ele acreditava que a *MFS* era de mais fácil mapeamento, era responsável por uma maior reorganização dos sistemas deposicionais e que existia contido nela um hiato deposicional significativo associado às seções condensadas.
- 2) E as **seqüências transgressivas-regressivas (T-R)** de Johnson & Murphy (1984) e Embry & Johannessen (1992), os quais utilizaram a superfície de regressão máxima - *SRM* (*maximum regression surface-MRS*) como limite de seqüências e não dividiram os depósitos que ocorriam durante a regressão da linha de costa em mais tratos de sistemas. Assim eles evitaram os problemas de identificação, principalmente, de conformidades correlativas.

Modelo de Seqüência Evento	Seqüência Depositional 1	Seqüência Depositional 2	Seqüência Depositional 3	Seqüência Genética	Seqüência T-R
Final da Transgressão	<i>HST</i>	<i>HST inicial</i>	<i>HST</i>	<i>HST</i>	<i>HST</i>
Final da Regressão	<i>TST</i>	<i>TST</i>	<i>TST</i>	<i>TST</i>	<i>TST</i>
Final da Queda do Nível de Base	<i>LST final (cunha)</i>	<i>LST</i>	<i>LST</i>	<i>LST final (cunha)</i>	<i>RST</i>
Início da Queda do Nível de Base	<i>LST inicial (leque)</i>	<i>HST final (leque)</i>	<i>FSST</i>	<i>LST inicial (leque)</i>	<i>RST</i>
	<i>HST</i>	<i>HST inicial (cunha)</i>	<i>HST</i>	<i>HST</i>	



Figura 16. Resumo da evolução dos modelos de seqüências, *sensu* Sloss (1949), e suas respectivas correlações em relação aos tratos de sistemas e limites de seqüências adotados por diferentes autores: Haq *et al.* (1987) e Posamentier *et al.* (1988) – seqüência deposicional 1; Van Wagoner *et al.* (1988, 1990) e Christie-Blick (1991) – seqüência deposicional 2; Hunt & Tucker (1992, 1995) e Plint & Nummedal (2000) – seqüência deposicional 3; Galloway (1989) e Frazier (1974) – seqüência genética; e Johnson & Murphy (1984) e Embry & Johannessen (1992) – seqüência T-R (transgressiva-regressiva). FSST = *falling stage system tract.* LST = *lowstand system tract.* TST = *transgressive system tract.* HST = *highstand system tract.* RST = *regressive system tract.* CC\* = conformidade correlativa *sensu* Posamentier & Allen (1999). CC\*\* = conformidade correlativa *sensu* Hunt & Tucker (1992). MRS = *maximum regressive surface.* MFS = *maximum flooding surface.* Figura modificada de Catuneanu *et al.* (2009).

Uma profusão de nomes de tratos de sistemas e de superfícies estratigráficas além dessa variedade de modelos acima mostrados fez com que Catuneanu *et al.* (2009) propusessem uma padronização da estratigrafia de seqüências. A idéia deles foi separar aquelas características que eram independentes do modelo deposicional e utilizá-las como padrão. Essas características são aquelas que delineiam a curva de variação do nível de base e estão associadas às trajetórias da linha de costa (regressão forçada, regressão normal e transgressão). Mas também eles aceitaram que algumas escolhas são dependentes do modelo estratigráfico escolhido como, por exemplo, qual superfície estratigráfica será o limite de seqüências (discordância subaérea-DS, superfície de regressão máxima-SRM, superfície de inundação máxima-SIM).

#### 1.3.3.2. Nível de Base e Espaço de Acomodação

Segundo Catuneanu (2006), a definição de nível de base ainda é muito discutida. Por isso aqui será mencionado o conceito mais generalista, de Cross (1991): nível de base é a superfície de equilíbrio entre erosão e deposição. No meu entender, essa definição é a melhor, pois pode ser aplicada tanto em ambientes costeiros e marinhos quanto em ambientes continentais. Ou seja, esse conceito inclui em sua definição o nível do mar e o perfil de equilíbrio fluvial como superfícies controladoras da deposição.

O conceito de espaço de acomodação (Posamentier *et al.*, 1988) é dependente do nível de base, sendo medido pela distância entre esta superfície e um *datum* de referência. Este *datum* reflete as variações tectônicas, subsidência ou soerguimento da bacia em relação ao centro da terra. Assim sendo o espaço de acomodação nos ambientes continentais, ou espaço de acomodação subaéreo (Dalrymple *et al.*, 1998), será dado pela diferença entre o perfil de equilíbrio fluvial e o perfil topográfico (*datum*) (Figura 17). Enquanto que nos ambientes costeiros e

marinhos ele será dado pela diferença entre a eustasia (distância entre o nível do mar e o centro da Terra) e o perfil topográfico (*datum* assumido) (Figura 17). Ou simplificada falando, ele será dado pelo nível relativo do mar (Figura 17). É importante ressaltar que assumir o nível relativo do mar como espaço de acomodação é uma simplificação porque abaixo do nível do mar existe uma zona de erosão por ação de ondas e de maré, onde não se preservarão os sedimentos.

A lâmina de água (Figura 17) não corresponde ao espaço de acomodação, pois ela é dependente do aporte sedimentar. Mas sua variação será importantíssima na definição das trajetórias da linha de costa (transgressão e regressão).

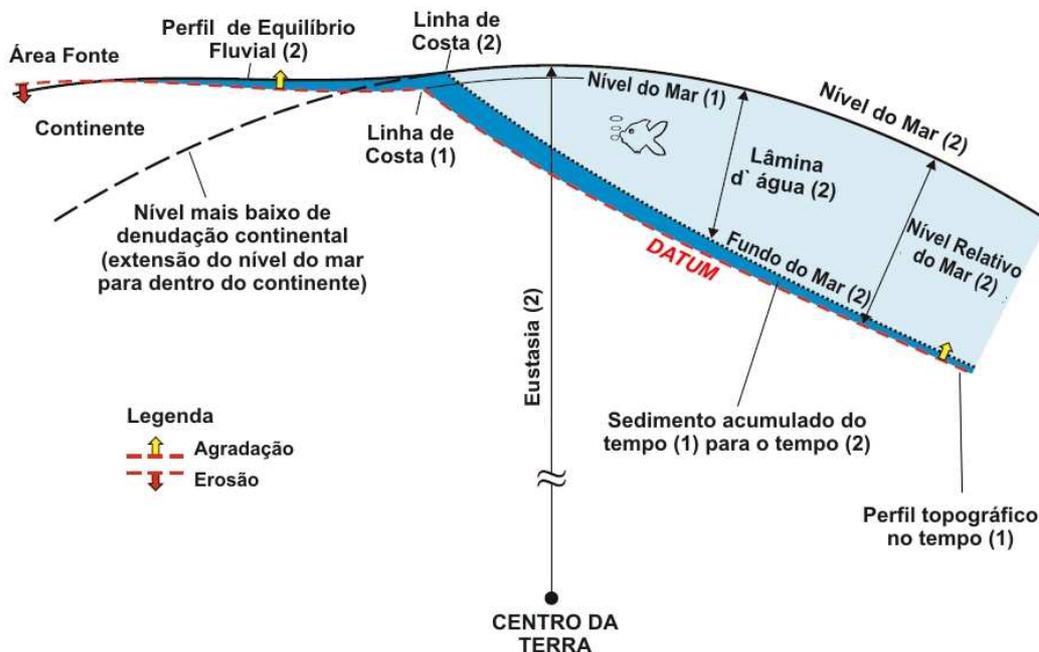


Figura 17. Representação esquemática da eustasia, do nível relativo do mar e da lâmina d'água em relação ao nível do mar, ao fundo do mar e a um *datum* de referência. O *datum* é um horizonte que monitora a quantidade de subsidência ou de soerguimento na bacia relativo ao centro da Terra. Nesta figura foi assumido como *datum* o perfil topográfico no tempo (1) (modificado de Catuneanu, 2006).

Ethridge *et al.* (1998) e Dalrymple *et al.* (1998) citaram três principais variáveis que podem controlar as mudanças do espaço disponível para a sedimentação: eustasia, clima e tectônica. Elas são fundamentais para os processos de criação do espaço de acomodação, de suprimento sedimentar e, conseqüentemente, para a deposição e erosão, determinando quanto, como e onde os sedimentos se preservarão. A Figura 18 mostra onde, em termos de

posicionamento na bacia, e sobre que processos esses maiores controladores agem.

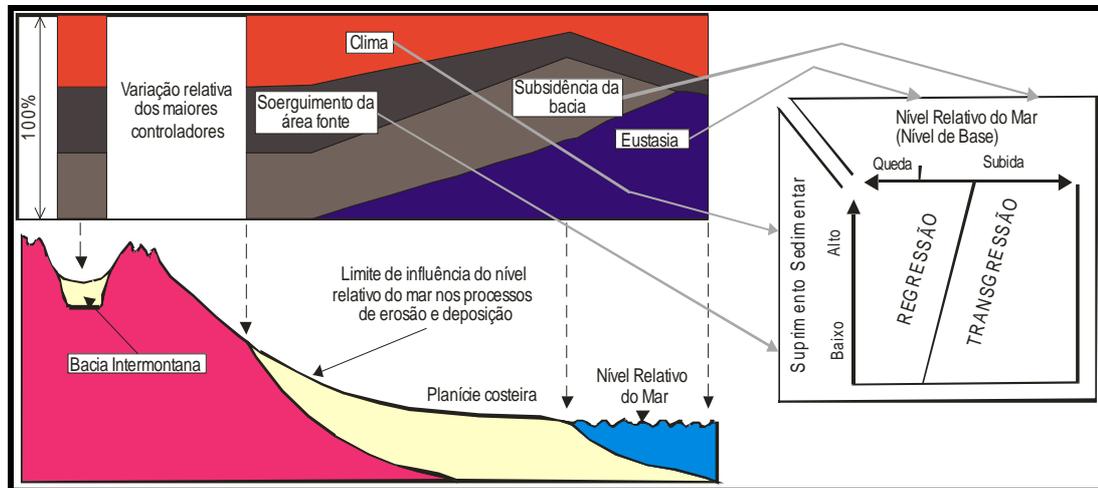


Figura 18. Maiores controladores do registro sedimentar, seus poderes de ação relativos nos diferentes ambientes da bacia e suas influências no suprimento sedimentar e no nível do mar. Modificado de Ethridge et. al. (1998) e Shanley & McCabe (1994).

É importante observar na Figura 18 que existe um ponto, continente adentro, onde a eustasia não controla mais a deposição. A partir desse ponto o nível de base será controlado apenas pela tectônica e pelo clima. Ou seja, nos sistemas deposicionais sem influência das variações do nível do mar, será difícil fazer inferências sobre a trajetória da linha de costa, sendo difícil também se correlacionar os estratos continentais com os marinhos. Portanto, os tratos de sistemas normais (*LST*, *TST*, *HST*) não são passíveis de identificação. Mas, de qualquer forma, é factível a interpretação da ciclicidade das variações do espaço de acomodação. Assim como Martinsen *et al.* (1999) o fizeram para sistemas predominantemente fluviais, dividindo-os em sistemas de baixo e de alto espaço de acomodação.

### 1.3.3.3. Trajetoória da Linha de Costa, Superfícies Estratigráficas e Tratos de Sistemas

Os controladores do nível de base (eustasia, tectônica e clima) são eventos naturalmente cíclicos como, por exemplo, a glaciação e a deglaciação (climático-eustático). Em função disso, por simplificação, se assume que a curva de variação do nível de base é uma senóide. Sendo que o comprimento de onda desta senóide pode ser assumida como uma definição matematicamente de uma sequência

completa. Se derivarmos a curva de variação do nível de base o resultado será a curva de taxa de variação do nível de base. E se cruzarmos essa curva com a taxa de sedimentação (assumida constante), obteremos as trajetórias da linha de costa (Figura 19).

Assim sendo, quando a taxa de influxo sedimentar é maior que a taxa de variação do nível de base, ocorrerá a regressão da linha de costa (Figura 19). Quando a regressão ocorre durante a subida do nível de base chama-se regressão normal (RN) (Figura 19). No entanto, quando a regressão ocorre durante a queda do nível de base será chamada de regressão forçada (RF) (Figura 19). Ela se chama forçada, pois mesmo que a taxa de deposição seja zero a regressão acontecerá, devido ao fato de que o espaço de acomodação está sendo destruído. Inversamente à regressão normal, no momento em que a taxa de elevação do nível de base for maior que a taxa de deposição, ocorrerá a transgressão da linha de costa (Figura 19). Baseados na trajetória da linha de costa e no momento da curva de variação do nível de base são definidos as superfícies estratigráficas e os tratos de sistemas.

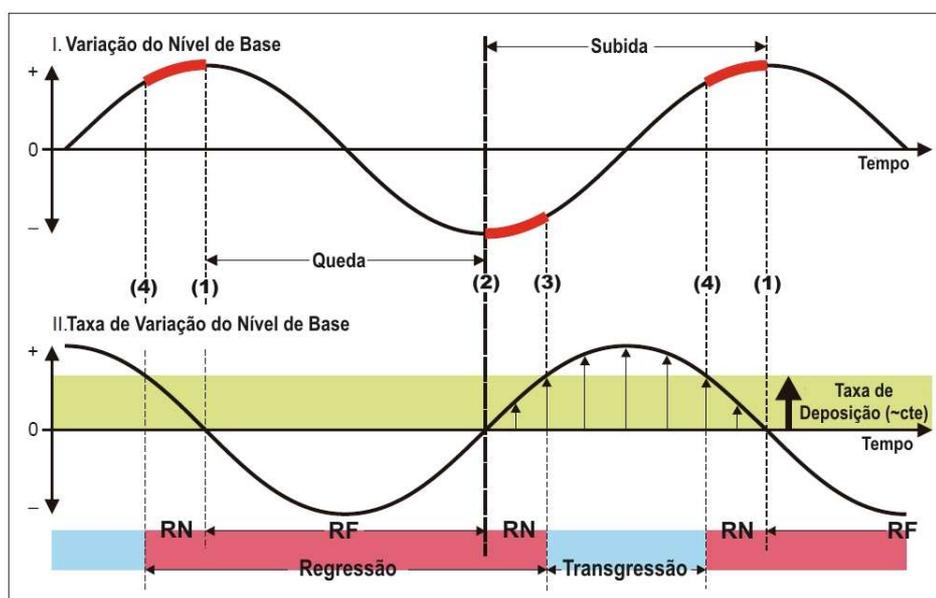


Figura 19. Curva de variação do nível de base, sua derivada curva de taxa de variação do nível de base vs taxa de deposição (constante), com as trajetórias da linha de costa (vermelho e azul) e superfícies estratigráficas (1, 2, 3, 4) resultantes desta relação. RN = regressão normal. RF = regressão forçada. (1) = superfície basal da regressão forçada (SBRF) ou conformidade correlativa (CC\*) *sensu* Posamentier *et al.* (1988). (2) = conformidade correlativa (CC\*\*) *sensu* Hunt & Tucker (1992). (3) = superfície de regressão máxima (SRM). (4) = superfície de inundação máxima (SIM). Figura modificada de Catuneanu (2006).

O nível de base mais alto, momento (1) da Figura 19, caracterizará a *superfície basal da regressão forçada (SBRF)*, sensu Catuneanu (2006), ou a *conformidade correlativa (CC\*)*, sensu Posamentier et al. (1988). E esta superfície será o topo do **trato de sistemas de nível alto (TSNA)** e a base do **trato de sistemas de queda do nível de base (TSQNB)**. A partir desse momento o nível de base inicia sua queda, e durante ela sofre regressão forçada formando clinofórmulas com terminações em *offlap* (Figura 20). Duas superfícies estratigráficas diácronas também se formarão ao longo de toda a queda do nível de base:

- 1) a **discordância subaérea (DS)**, que é resultado da exposição e erosão das regiões proximais (ambientes continentais);
- 2) e a **superfície regressiva de erosão marinha (SREM)**, que é resultado da ação de ondas na região costeira.

O **TSQNB** é caracterizado nas regiões proximais por um predomínio de erosões e incisões, sem muita preservação do registro. Nas regiões costeiras ocorrerão linhas de lobos arenosos de *shoreface* desconectados e deltas em *downstepping*. E nas regiões marinhas profundas terão, num primeiro estágio, fluxos de lama e *slumps*, e num segundo estágio, turbiditos de alta densidade.

No final da regressão forçada se formará a superfície (2) da Figura 19, chamada *conformidade correlativa (CC\*\*)* sensu Hunt & Tucker (1992). Esta superfície se conectará diacronicamente, em direção ao continente, à DS (Figura 20). Estas superfícies constituirão o limite entre o **TSQNB** e o **trato de sistemas de nível baixo (TSNB)**.

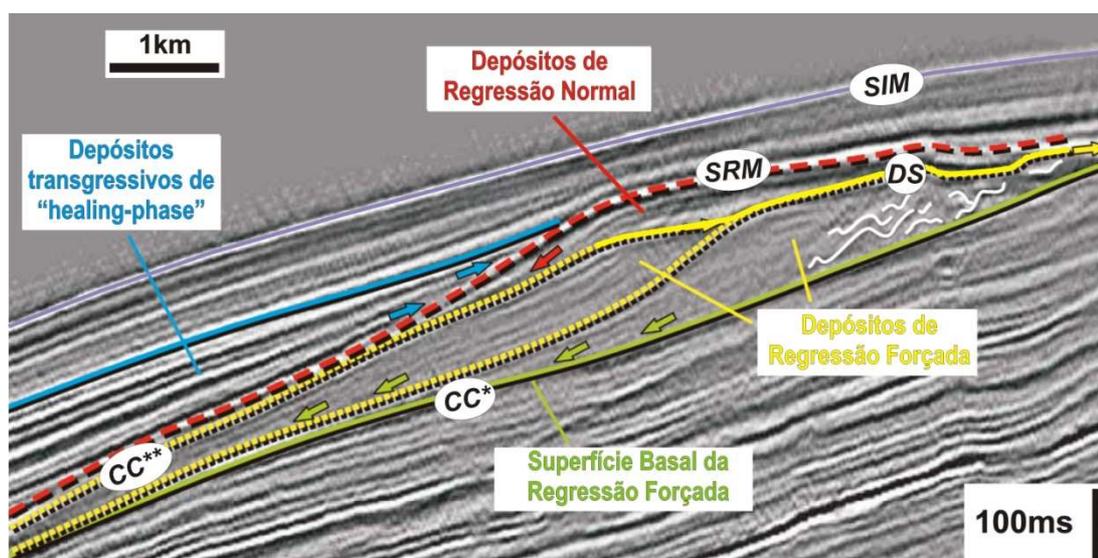


Figura 20. Seção sísmica em tempo interpretada à luz da estratigrafia de seqüências. Os tipos de superfícies estratigráficas estão evidenciados pelos círculos: CC\* = conformidade

correlativa *sensu* Posamentier *et al.* (1988);  $CC^{**}$  = conformidade correlativa *sensu* Hunt & Tucker (1992);  $DS$  = Discordância subaérea;  $SRM$  = superfície de regressão máxima; e  $SIM$  = superfície de inundação máxima. Abaixo da  $CC^*$  (linha verde) está o trato de sistemas de nível alto. Abaixo da  $CC^{**}$  e da  $DS$  (linhas amarelas superiores) e caracterizado por depósitos de regressão forçada está o trato de sistemas de queda do nível de base. Abaixo da  $SRM$  (linha Vermelha) e caracterizado por depósitos de regressão normal está o trato de sistemas de nível baixo. E abaixo da  $SIM$  (linha lilás) e caracterizado pelos depósitos transgressivos de “healing-phase” e pelos refletores concordantes acima dele está o trato de sistemas transgressivos. Figura modificada de Catuneanu (2006).

No início do **TSNB** o nível de base começa a se elevar, mas sua taxa ainda é menor que a taxa de deposição. Isto ocasiona a regressão normal (Figura 19) das clinofórmias (Figura 20). Nesse trato de sistemas as regiões continentais terão espaço de acomodação e um relevo íngreme herdado do estágio erosivo anterior, isto propiciará a deposição de sistemas fluviais entrelaçados. Na porção costeira se formarão principalmente deltas, além de um *shoreface* progradante. O ambiente marinho profundo será caracterizado pela deposição de turbiditos de baixa densidade.

O final do **TSNB** e o início do **trato de sistemas transgressivo (TST)** acontecerá quando a taxa de aumento do nível de base começar a superar a taxa de deposição. Esse momento será marcado pela superfície *de regressão máxima (SRM)* (número 3 da Figura 19), que como o nome diz, ocorre quando a linha de costa atinge a posição mais distal em relação ao continente durante a deposição da sequência.

A partir desta superfície a trajetória da linha de costa mudará o sentido, e irá em direção ao continente, caracterizando a transgressão. Durante o estágio de transgressão se formarão as *superfícies de ravinamento transgressivo (SRT)*. Estas superfícies são diácronas e têm caráter erosivo, causado pela ação de ondas (superfície de ravinamento por ação de ondas-SRo) e de maré (superfície de ravinamento por ação de marés-SRm). Os depósitos associados a essas superfícies são chamados de *lag* transgressivo (Swift, 1976).

No **TST**, a região continental sofrerá um afogamento de seus sistemas, havendo uma mudança do estilo fluvial, passando a ter razão lama/areia mais alta (p.ex. sistemas fluviais meandantes) e com melhor preservação dos depósitos externos aos canais. Na linha de costa os sistemas deltaicos serão substituídos por sistemas estuarinos e se instalarão sistemas laguna/barreira em *backstepping*. Na plataforma as correntes de maré serão muito fortes formando *sand ridges* (Swift, 1968). Enquanto que abaixo do nível de ação de ondas de tempestade, ocorrerão os depósitos de *healing-phase* (material fino suspenso pela ação de ondas e

depositado por decantação abaixo da ação das mesmas), *sensu* Posamentier & Allen (1993). Esses depósitos terão uma terminação de *onlap* com os estratos depositados no período anterior (Figura 20). No ambiente marinho profundo, no início do TST ainda se depositarão turbiditos de baixa densidade, e no final se depositarão novamente fluxos de lama e *slumps*.

O final do **TST** será marcado pela *superfície de inundação máxima (SIM)* (número 4 da Figura 19). Nesse momento a linha de costa atinge a posição mais proximal em relação ao continente durante um ciclo de variação do nível de base.

A *SIM* identifica o tempo em que a taxa de deposição volta a ser maior que a taxa de aumento do nível de base, caracterizando a partir disso a regressão normal da linha de costa e o **trato de sistemas de nível alto (TSNA)**. Durante o **TSNA** se depositarão: no continente, sistemas fluviais com preservação de canais e de planície de inundação; na região costeira, grandes deltas e cordões litorâneos progradacionais; e no ambiente marinho profundo somente material pelágico/hemipelágico. O topo do **TSNA** será marcado pela superfície que iniciamos o ciclo de variação do nível de base, a *SBRF*.

#### 1.3.3.4. Hierarquia das Sequências

Como foi descrito no item anterior, um ciclo de variação do nível de base caracteriza uma sequência. No entanto, essa sequência pode ser hierarquizada em função do intervalo de tempo que ela leva para completar esse ciclo. E, segundo Catuneanu (2006), o ciclo de mais alta frequência é quem realmente reflete as variações na trajetória da linha de costa. Enquanto que os ciclos de mais baixa frequência refletem apenas tendências dos ciclos de mais alta frequência.

Vail *et al.* (1977) e Vail *et al.* (1991) definiram uma hierarquização das sequências em função do intervalo de tempo delas (Figura 21).

<b>Ordem Hierárquica</b>	<b>Duração (Ma)</b>
Primeira ordem	50+
Segunda ordem	3-50
Terceira ordem	0,5-3
Quarta ordem	0,08-0,5
Quinta ordem	0,03-0,08
Sexta ordem	0,01-0,03

Figura 21. Sistema hierárquico baseado no tempo de duração dos ciclos estratigráficos (modificado de Vail, *et al.* 1991).

Apesar disso, Catuneanu *et al.* (2009) não amarram a hierarquia das sequências ao tempo de duração delas. Eles sugerem utilizar o critério que couber melhor ao problema a ser resolvido, podendo a hierarquia das sequências ser definida, por exemplo, pela magnitude das variações do nível de base.

#### **1.4. Localização da Área**

A área de estudo abrange desde o município de Mariana Pimentel (dista aproximadamente 70km de Porto Alegre, via BR116) até o município de Minas do Leão (dista aproximadamente 80km de Porto Alegre, via BR290), onde se insere o chamado Paleovale Leão-Mariana Pimentel (Figura 22). Nesta região localizam-se os quatro poços da CPRM utilizados para a contextualização estratigráfica do afloramento Morro do Papaléo. Este afloramento, enfoque principal do estudo, situa-se a 8km da área urbana do município de Mariana Pimentel na direção noroeste, utilizando-se uma estrada vicinal de terra. O intervalo exposto compreende uma antiga mina de caulim a céu aberto, onde o topo do morro foi cortado quase que 360°, tendo um formato elipsoidal e uma área de aproximadamente 54000m<sup>2</sup>.

No paleovale Leão-Mariana Pimentel estão localizadas algumas jazidas de carvão onde as rochas aflorantes não foram analisadas neste estudo: Sul do Leão, Água Boa e Faxinal (Figura 22B e D). Além destas, ocorrem mais quatro jazidas de carvão, objetos de estudo de outros trabalhos (p.ex. Lopes, 2004), próximas ao paleovale Leão-Mariana Pimentel: Capané, Iruí, Pantano Grande e Leão (Figura 22B).

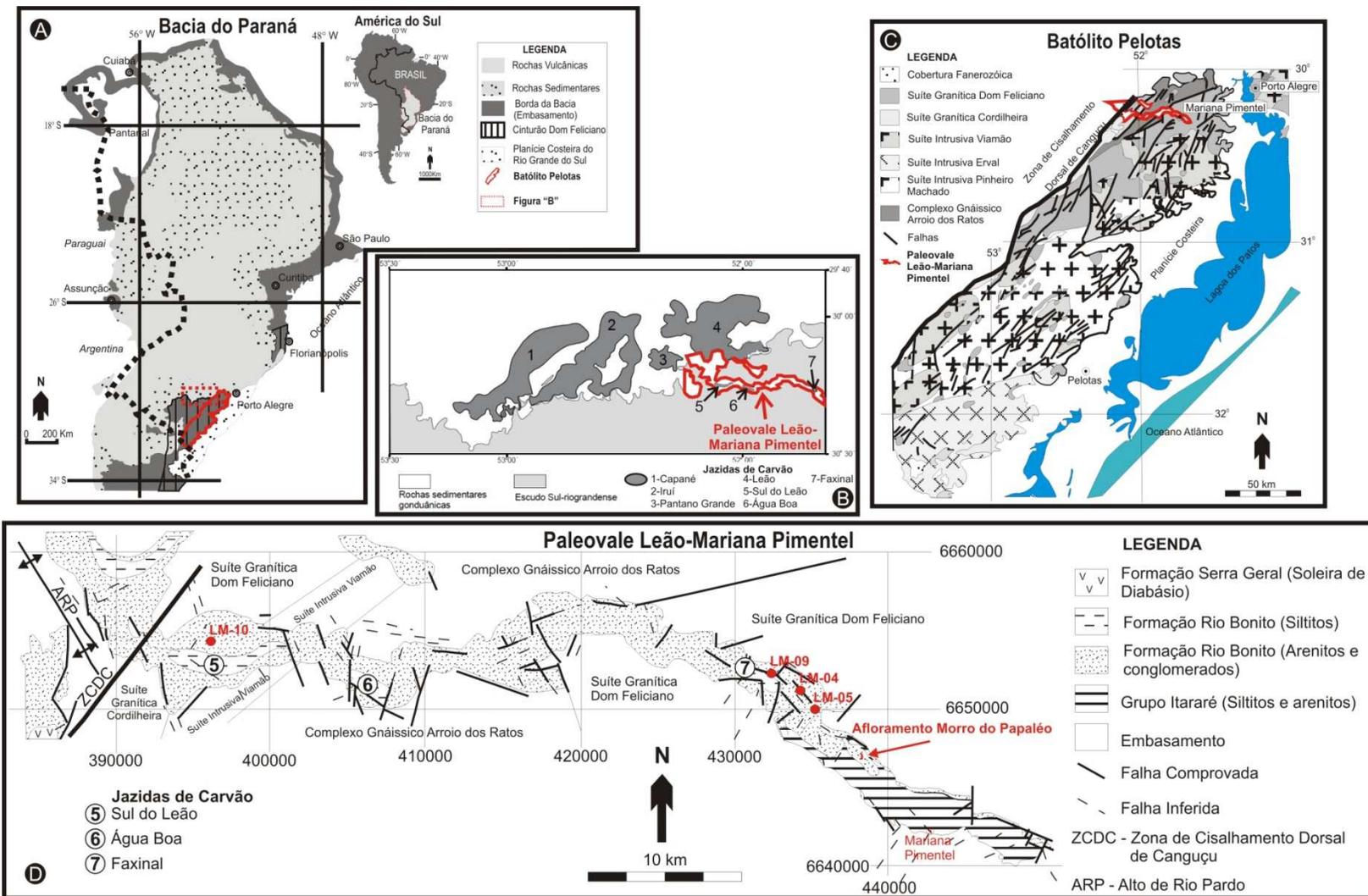


Figura 22. A - Mapa das grandes classificações de rochas aflorantes na Bacia do Paraná (modificado de Milani, 1997). B - Mapa de localização das principais jazidas de carvão da região próxima ao Paleovale Leão-Mariana Pimentel (modificado de Lopes, 2004). C - Mapa geológico do Batólito Pelotas (modificado de Philipp et al., 2000). D - Mapa geológico do Paleovale Leão-Mariana Pimentel e as posições do afloramento Morro do Papaléo e dos poços utilizados neste estudo (modificado de Lenz & Maciel, 1983).

## 1.5. Contexto Geológico

O objetivo deste item é posicionar a área de estudo nos arcabouços geológicos regional e local de trabalhos publicados anteriormente. Para isso, a análise, enfocando principalmente as informações estratigráficas, será feita em quatro níveis com diferentes escalas: Bacia do Paraná, Formação Rio Bonito, Paleovale Leão-Mariana Pimentel e Afloramento Morro do Papaléo.

### 1.5.1. Bacia do Paraná

#### 1.5.1.1. Comportamento Tectônico

Segundo Zalán *et al.* (1991), a Bacia do Paraná, *stricto sensu*, é uma vasta bacia intracratônica sul-americana (Figura 22A), desenvolvida completamente sobre crosta continental, e preenchida por rochas sedimentares e vulcânicas (Figura 22A). Mas diversos autores (p.ex. Almeida, 1980 e Milani, 1997) dizem que esta bacia tem uma condição tectônica extremamente heterogênea, pela herança de estruturas antigas que foram reativadas em vários momentos ao longo da sua história de preenchimento, condicionando a localização de arcos, flexuras marginais, alinhamentos estruturais e faixas de maior subsidência, conseqüentemente, influenciando no tipo de ambiente deposicional e nas variações do nível de base.

Holz *et al.* (2006) identificaram estas heterogeneidades tectônicas no intervalo sakmario-artinskiano da borda sul da Bacia do Paraná. Eles observaram diferentes padrões de empilhamento das sequências de 3ª ordem ao longo da paleolinha de costa, principalmente quando se comparam os depósitos situados a norte da sinclinal de Torres (progradacional) com os depósitos a sul desta estrutura (retrogradacional). Esta diferença de padrão de empilhamento é atribuída a um soerguimento das áreas fontes a nordeste, no estado de Santa Catarina, que resultou em um aporte sedimentar maior que o aumento do nível do mar (progradação). Além disso, Holz *et al.* (2006) descreveram na região de Candiota (sul do Rio Grande do Sul) uma discordância angular entre duas sequências de 3ª ordem, evidenciando assim a atividade tectônica síncrona a sedimentação no intervalo Eopermiano.

É importante ressaltar que a ação tectônica na sedimentação do intervalo Permiano é observada em outras bacias sedimentares além da Bacia do Paraná, as

quais estão associadas a um mesmo *trend* estrutural do sul do Gondwana (Figura 23). Um exemplo é a Bacia do Karoo, onde Catuneanu & Elango (2001) observaram que o empilhamento das sequências de 3ª ordem era regrado principalmente pela tectônica compressional do cinturão de cavalgamentos e dobramentos existente no extremo sul do Gondwana (Figura 23). Essa interpretação foi baseada em duas características daqueles depósitos: 1) empilhamento de diferentes estilos de sistemas fluviais ao longo de uma sequência (entrelaçado, meandrante e meandrante com granulometria fina), como resposta a uma mudança do gradiente topográfico; e 2) pela diferença de paleocorrentes existente entre uma sequência de 3ª ordem e outra.

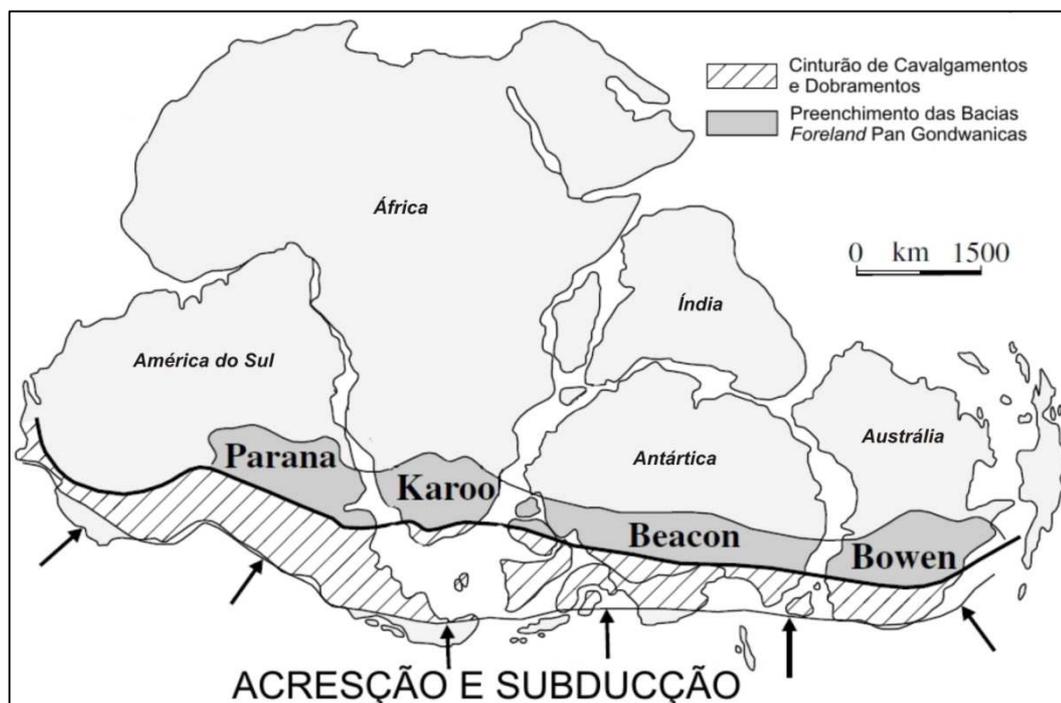


Figura 23. Mapa esquemático da reconstrução do Gondwana mostrando o cinturão de cavalgamentos e dobramentos existente no Permiano e as bacias sedimentares associadas a este ambiente geotectônico, na qual a Bacia do Paraná está incluída (modificada de Catuneanu & Elango, 2001).

#### 1.5.1.2. Estratigrafia

A Bacia do Paraná pode ser dividida, segundo Milani (1997), em seis unidades de segunda ordem (100 Ma), ou supersequências: Rio Ivaí (caradociano-landoveriano), Paraná (lockoviano-frasniano), Gondwana I (westphaliano-scythiano), Gondwana II (neoanisiano-eonoriano), Gondwana III (neojurássico-berriasiano) e Bauru (aptiano-maastrichtiano).

A Supersequência Gondwana I (Figura 24) é caracterizada por um ciclo transgressivo-regressivo de 2ª ordem que ocorreu do Pennsylvânico ao Eotriássico. Esse ciclo é interpretado desta forma, pois tem da base para o topo o seguinte empilhamento de unidades litoestratigráficas e consequentemente de ambientes deposicionais (Figura 24). Na base compo o hemicyclo transgressivo, encontra-se os depósitos do Grupo Itararé (ambiente periglacial), Formação Rio Bonito (ambiente costeiro) e Formação Palermo (ambiente plataformal). Na metade superior compo o hemicyclo regressivo, ocorrem a Formação Irati (ambiente marinho restrito), a Formação Serra Alta (ambiente plataformal), a Formação Teresina (ambiente lacustre), a Formação Rio do Rasto (ambiente fluvio-eólico-lacustre), a Formação Sanga do Cabral (fluvio-eólico) e a Formação Pirambóia (flúvio-eólico).

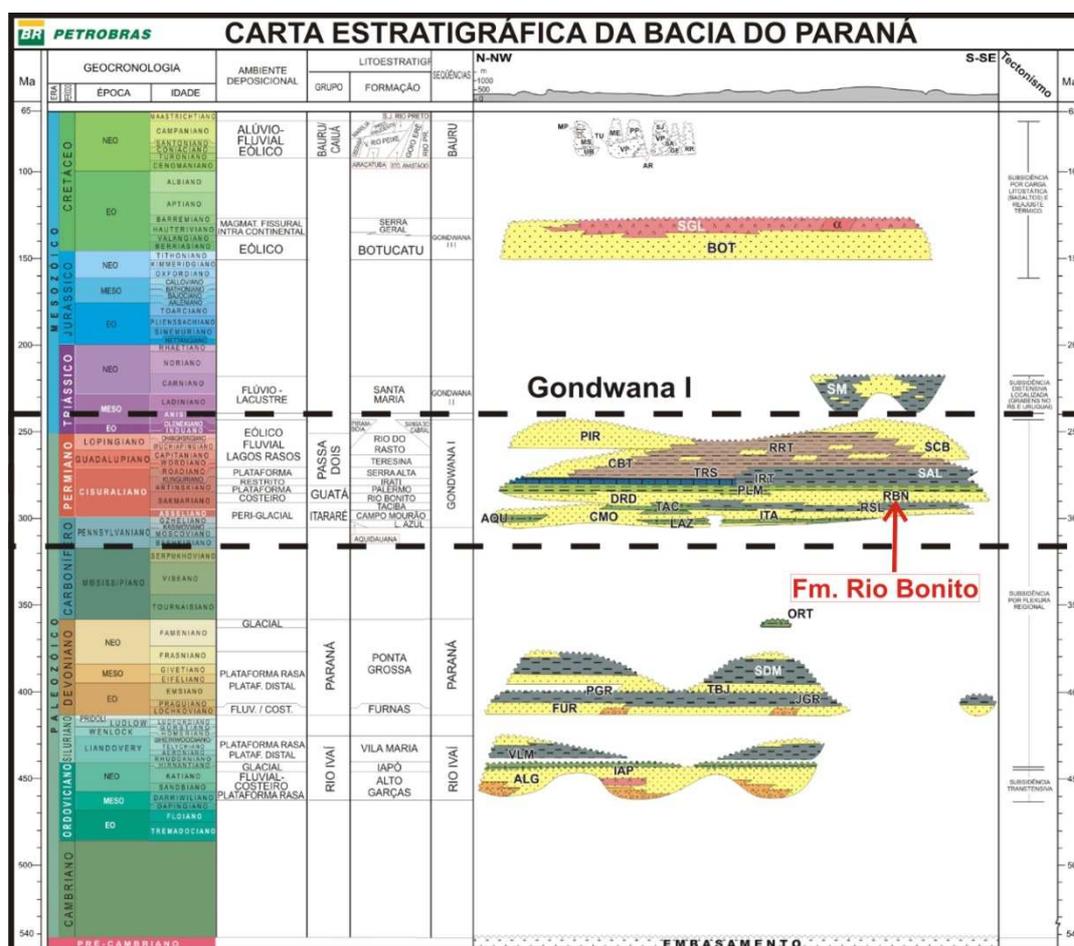


Figura 24. Carta Estratigráfica da Bacia do Paraná. Realçados a sequência de 2ª ordem Gondwana I (Milani, 1997) e a Formação Rio Bonito (modificado de Milani *et al.*, 2007).

A sedimentação da Supersequência Gondwana I, segundo Milani *et al.* (2007), se iniciou a partir da deglaciação das geleiras formadas principalmente

durante o Eocarbonífero. Este evento foi o responsável pela elevação do nível relativo do mar, o qual controlou a deposição dos ambientes deposicionais que constroem o intervalo transgressivo, culminado com uma superfície de máxima inundação representada por um pico radioativo regional na Formação Palermo. A partir deste ponto as taxas de elevação do nível relativo do mar começam a diminuir e a bacia se torna marinha restrita com águas hipersalinas, já refletindo também uma mudança climática com aumento relativo das temperaturas. Este ambiente é sucedido pela última incursão marinha da Bacia do Paraná representada pela Formação Serra Alta. Após isso, colmatando a sequência de 2<sup>a</sup> ordem e finalizando a tendência regressiva ocorre a deposição de diferentes ambientes continentais (lacustre, fluvial e eólico).

O presente estudo está concentrado na base da Formação Rio Bonito (Figura 24), como já mencionado anteriormente. Ou seja, está associado a um intervalo transgressivo de 2<sup>a</sup> ordem que vai impor tendências de empilhamento estratigráfico às sequências de maior frequência (3<sup>a</sup> e 4<sup>a</sup> ordens).

Além disso, o intervalo de interesse está inserido em um contexto de deglaciação. Em uma análise de mais alta frequência que 2<sup>a</sup> ordem, este evento provavelmente não ocorre continuamente. Fielding *et al.* (2008) comprovaram isso analisando as bacias do leste da Austrália (Cooper, Galilee, Bowen, Gunnedah e Sydney). Baseados principalmente em dados sedimentológicos e em datações bioestratigráficas e radiométricas eles identificaram oito glaciações (duração de 1Ma. a 8Ma para cada) entre os períodos Serpukhoviano (Pennsylvaniano) e Wuchiapingiano (Permiano Superior) (Figura 25). Estas glaciações compõem uma tendência, com mais baixa frequência, de glaciação e deglaciação, sendo o auge da glaciação no Eopermiano e não no Carbonífero como diversos autores interpretam (p.ex. González-Bonorino & Eyles, 1995 e Hyde *et al.*, 1999). Isbell *et al.* (2003a) corroboram essa interpretação de Fielding *et al.* (2008), pois eles identificaram em áreas aflorantes na Antártica (“Victoria Land”, “Darwin Glacier” e “Transantarctic Mountains”) evidências de sedimentação não-glacial no Carbonífero, enquanto que no Eopermiano o registro da glaciação é bastante claro nas litofácies descritas.

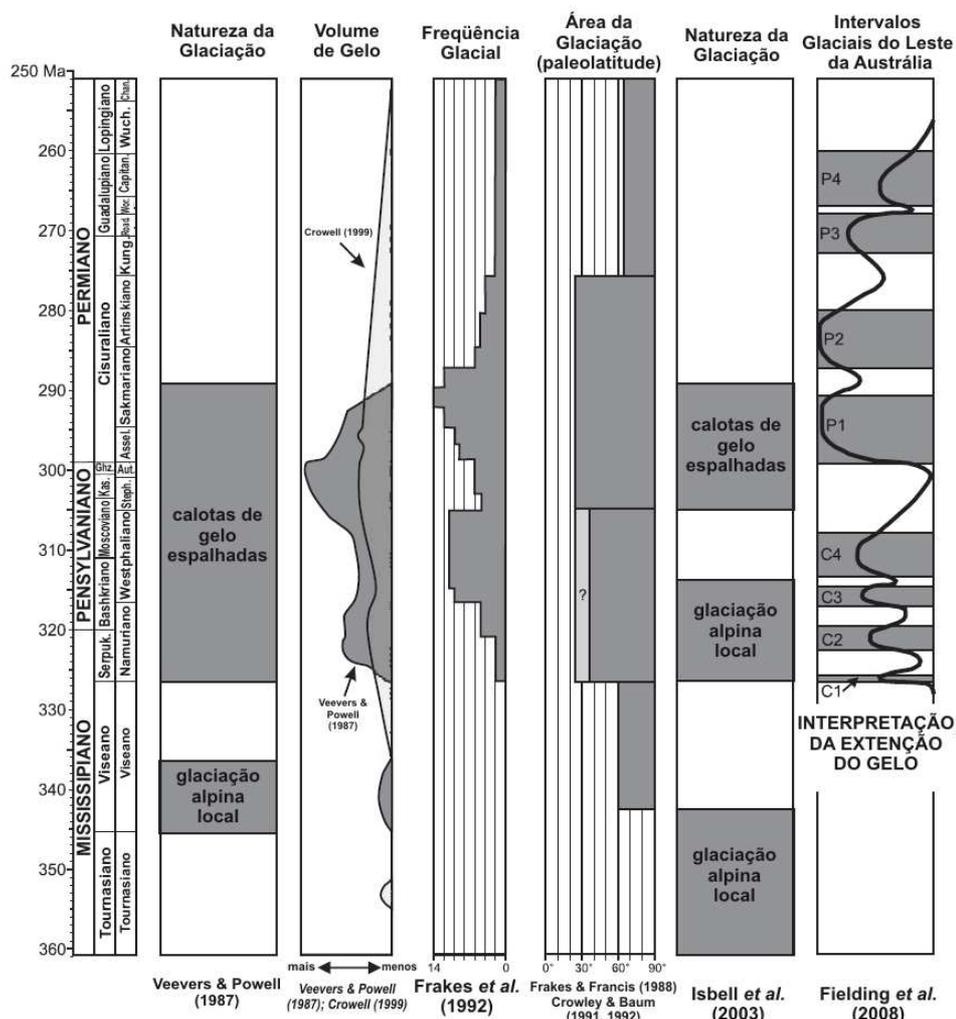


Figura 25. Datação, duração e caráter da Idade do Gelo do Paleozóico Superior de acordo com autores anteriores (Veevers & Powell, 1987; Frakes & Francis, 1988; Crowley & Baum, 1991 e 1992; Frakes *et al.*, 1992; Crowley, 1999; Isbell *et al.*, 2003b) e com intervalos glaciais (C1 a C4 no Carbonífero e P1 a P4 no Permiano) reconhecidos no estudo de Fielding *et al.* (2008) em fácies encontradas no leste da Austrália (modificado de Fielding *et al.*, 2008).

### 1.5.2. Formação Rio Bonito

A Formação Rio Bonito é uma das unidades mais estudadas da Bacia do Paraná. Isto porque ela tem uma elevada importância econômica para a região sul do Brasil por conter grandes depósitos de carvão. Como exemplo de jazida deste minério pode-se citar a de Candiota (no sul do estado do Rio Grande do Sul), que responde por 38% da reserva nacional (*site* CPRM). Segundo Lopes *et al.* (2003), o carvão da Formação Rio Bonito ocorre em três sistemas deposicionais distintos: flúvio-deltaico, associado às fácies de baías interdistributárias; estuarino, associado às fácies de inter-maré e supra-maré; e de barreira/laguna, associado às fácies pantanosas das regiões protegidas da ação de ondas.

A idade da Formação Rio Bonito foi definida inicialmente por palinologia e paleobotânica, como por exemplo, no trabalho de Bortoluzzi *et al.* (1980). No início do século 21, com o aperfeiçoamento dos métodos de datação radiométrica, diversos autores têm datado os tufos vulcânicos que se depositaram na Formação Rio Bonito (p.ex. Matos, 1999 na jazida de Candiota; e Guerra-Sommer *et al.*, 2008 nas jazidas de Candiota e Faxinal). No entanto o trabalho mais recente que aborda esse tema é o de Holz *et al.* (2010a). Nesta publicação eles utilizam a datação por bioestratigrafia, a datação radiométrica e a estratigrafia de sequencias para construir uma carta cronoestratigráfica de detalhe da Supersequência Gondwana I de Milani (1997) (Figura 26). Nesta carta a posição geocronológica da Formação Rio Bonito é entre os períodos Sakmariano Inferior e Artinskiano Médio, tendo 8 m.a. de duração.

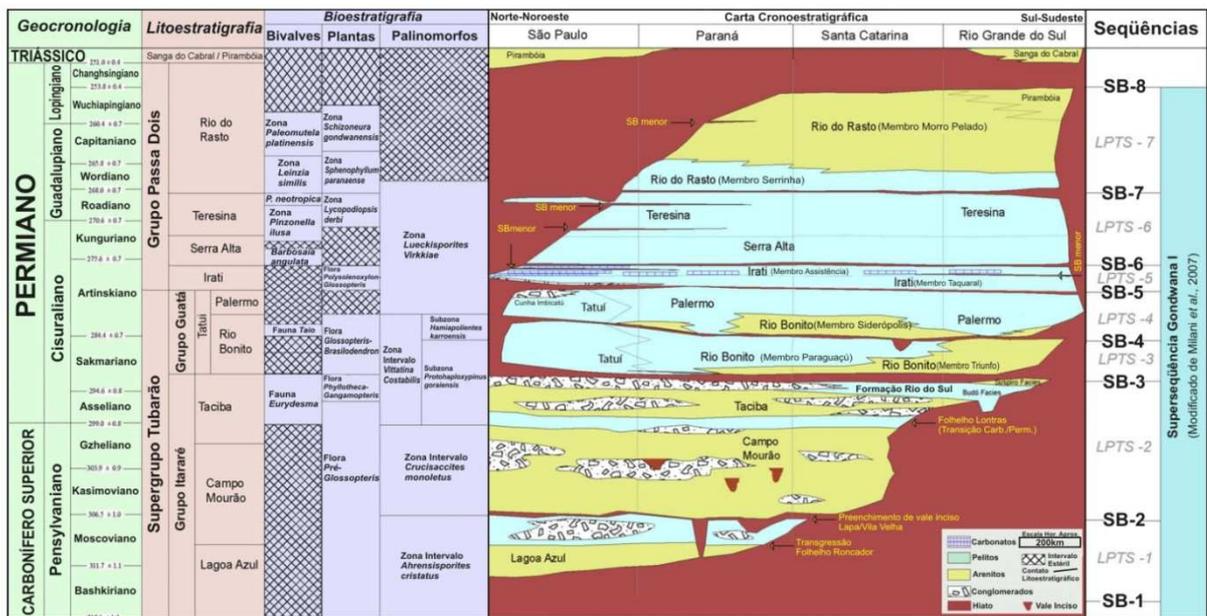


Figura 26. Carta estratigráfica em detalhe do intervalo Carbonífero Superior-Triássico da Bacia do Paraná mostrando sua geocronologia, litoestratigrafia, bioestratigrafia, cronoestratigrafia e sequencias estratigráficas de 2ª ordem e de 3ª ordem (LPTS) (modificado de Holz *et al.*, 2010a). SB = Limite de Sequências de 3ª ordem.

Dois trabalhos pioneiros, feitos quase simultaneamente, identificaram na porção gaúcha da Bacia do Paraná uma série de sequências de 3ª ordem durante o hemiclo transgressivo da Supersequência Gondwana I: Lopes (1995) e Holz (1995).

O primeiro caracterizou quatro sequencias de 3ª ordem entre as Formações Rio Bonito e Palermo. Essas sequências são constituídas pelo empilhamento retrogradacional de sistemas flúvio-deltaicos, estuarinos, laguna/barreira e de costa

afora (Figura 27). Ou seja, Lopes (1995) interpretou sequências compostas, na sua maioria, apenas pelo trato de sistemas transgressivo (TST). Segundo sua explicação, isto ocorre porque a baixa declividade da bacia propiciou uma exposição extensa durante os rebaixamentos relativos do nível de base, resultando na erosão dos pacotes inferiores (trato de sistemas de nível alto – TSNA) e/ou não-deposição por falta de espaço de acomodação para os pacotes síncronos (trato de sistemas da queda do nível de base – TSQNB) e posteriores ao rebaixamento do nível de base (trato de sistemas de nível baixo – TSNB). Seu argumento é que as parasequências (“uma sucessão relativamente correlata de camadas ou conjunto de camadas relacionadas geneticamente que são limitadas por superfícies de inundação”, Van Wagoner, 1995) são progradacionais, mas seu conjunto tende a ser retrogradacional.

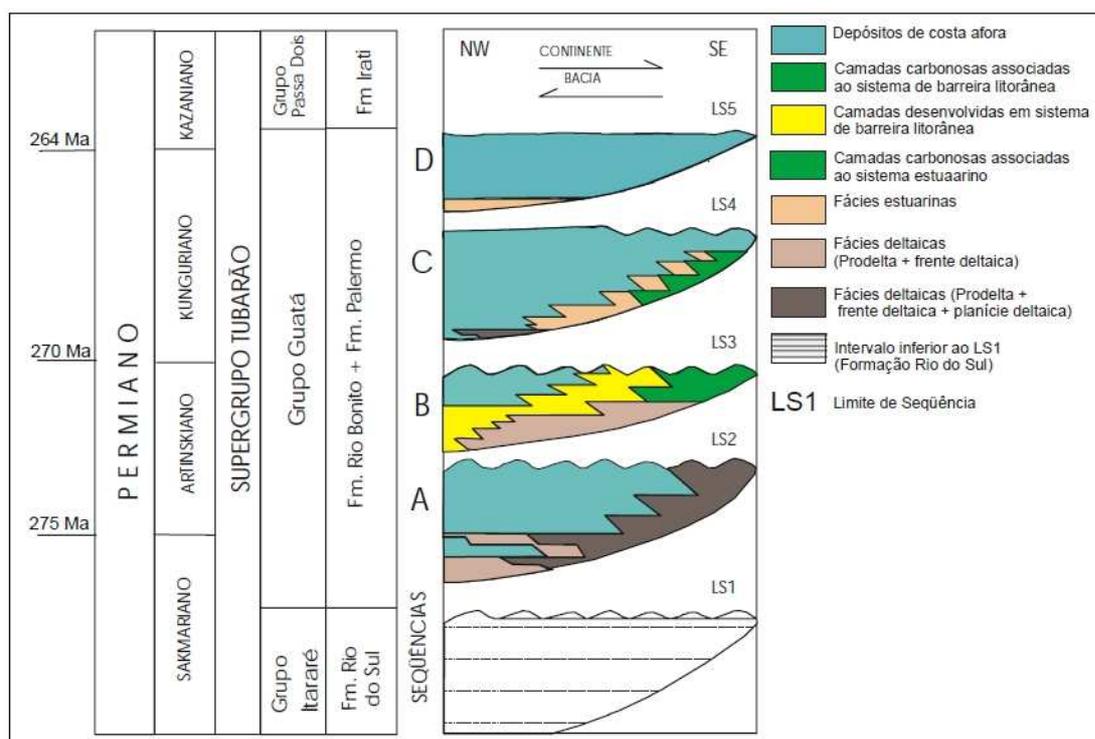


Figura 27. Divisão proposta por Lopes (1995) para as Formações Rio Bonito e Palermo em sequências deposicionais de 3ª ordem (Lopes, 2004).

Enquanto que no trabalho de Lopes (1995) foram identificadas quatro sequências de 3ª ordem, no trabalho de Holz (1995) foram caracterizadas apenas duas sequências de mesma ordem dentro das Formações Rio Bonito e Palermo. Estas duas sequências de Holz (1995) são constituídas pelo empilhamento das seguintes associações de fácies (Figura 28): flúvio-deltaica, turfeiras em zona

costeira, *shoreface/offshore* e *shoreface* superior formando a primeira sequência deposicional; e supramaré, *shoreface* e mar epicontinental formando a segunda sequência deposicional. Diferentemente de Lopes (1995), Holz (1995) considera a ocorrência dos tratos de sistemas de nível baixo, transgressivo e de nível alto nas sequências deposicionais, assumindo assim um registro quase completo da curva de variação do nível de base.

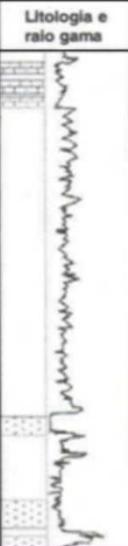
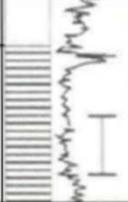
Associação de fácies	Litologia e raio gama	superfícies-chaves e tratos de sistemas	Seqüências de 3ª ordem	Litoestratigrafia
Marinho restrito (AF-VIII)		SMST <sub>4</sub>	4	Irati (base)
mar epicontinental (AF-VII)		SB <sub>4</sub>		
		HST <sub>4</sub>	3	Palermo
		MFS <sub>3</sub>		
TST <sub>3</sub>				
supramaré e shoreface (AF-VI)	TS <sub>3</sub>	2	Rio Bonito	
shoreface superior (AF-V)	SMST <sub>2</sub>			
shoreface/offshore		SB <sub>2</sub>	2	Rio Bonito
		HST <sub>2</sub>		
turfeiras em zona costeira (AF-IV)		MFS <sub>1</sub>	1	Itararé
fluvial-deltaico e estuarino (AF-III)		TST <sub>1</sub>		
marinho (AF-II)		LST <sub>1</sub>	1	Itararé
glacial (tillitos, turbiditos) (AF-I)	SB <sub>1</sub>			
Embasamento				

Figura 28. Estratigrafia do Eopermiano no Estado gaúcho, relacionando associação de fácies, litoestratigrafia e Estratigrafia de Sequência (modificado de Holz & Carlucci, 2000). O retângulo vermelho mostra a porção analisada no presente trabalho. LST = trato de sistemas de nível baixo. TST = trato de sistemas transgressivo. HST = trato de sistemas de nível alto. SB = limite de sequências. TS = superfície transgressiva. MFS = superfície de máxima inundação.

O intervalo descrito no presente estudo está assinalado na Figura 28 e abrange o trato de sistemas de nível baixo 2, o trato de sistemas transgressivo 2 e talvez o trato de sistemas de nível alto 2, ou seja, apenas a sequência 2 de Holz (1995). Maiores discussões a respeito do posicionamento do presente trabalho no arcabouço estratigráfico de 3ª ordem serão feitas no item 3.6.

### 1.5.3. *Paleovale Leão-Mariana Pimentel*

O “Paleovale Leão-Mariana Pimentel” (Figura 22D), nome utilizado por Ribeiro (1987), é uma faixa de rochas sedimentares da Bacia do Paraná (restrito ao Grupo Itararé e as Formações Rio Bonito e Palermo) que, segundo Lenz & Maciel (1983), tem 60km de comprimento por até 5km de largura, orientada na direção E-W. Eles definem como limite oeste desta estrutura o Alto de Rio Pardo, o qual restringe a sedimentação gondwânica. O fechamento dela no limite oriental é propiciado por um basculamento regional na direção noroeste, expondo no leste as rochas do Grupo Itararé (base do pacote sedimentar), e preservando a oeste pequenas áreas da Formação Palermo (topo estratigráfico local) (Figura 22D).

O paleovale está encravado no Batólito Pelotas (Figura 22C e D), e tem como embasamento, o Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos, a Suíte Intrusiva Viamão, a Suíte Granítica Cordilheira e a Suíte Granítica Dom Feliciano (de Philipp *et al.* 2000). Normalmente os contatos entre essas unidades do embasamento são tectônicos, gerando uma descontinuidade na crosta, que quando em movimento ao longo do tempo reflete-se em falhamentos no pacote sedimentar paleozóico sobreposto, possibilitando inclusive a entrada de rochas vulcânicas hipabissais. Isto se observa na Figura 22D, no contato entre a Suíte Granítica Dom Feliciano com o Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos, no centro do paleovale, a presença de uma soleira de diabásio da Formação Serra Geral aproveitando esta descontinuidade. Outra estrutura regional penetrativa importante é a Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu (Figura 22D), que pode ter importância maior que o Alto de Rio Pardo como compartimentadora do vale.

Holz (1999) identificou sete paleofiordes, na borda da Bacia do Paraná no estado do Rio Grande do Sul, que ocorreram durante o período de deposição do Grupo Itararé (Sakmariano). Dentre estes fiordes inclui-se o paleovale Leão-Mariana Pimentel (Figura 29A). Nesta publicação ele interpretou a evolução paleofisiográfica desta borda durante a sedimentação, além do Grupo Itararé, das Formações Rio Bonito e Palermo (Figura 29).

Seguindo o modelo evolutivo de Holz (1999) o paleovale Leão-Mariana Pimentel seria inicialmente preenchido por sedimentos glaciais que seriam levemente erodidos durante o rebaixamento relativo do nível de base, e então seriam superpostos por depósitos fluviais e deltaicos durante o início da subida relativa do nível de base (LST<sub>2</sub> da Figura 28). Após esse momento o ambiente flúvio-deltaico seria inundado durante o início do TST<sub>2</sub> (Figura 28) formando um sistema estuarino, o qual seria sobreposto por ambientes de laguna/barreira (HST<sub>2</sub> e LST<sub>3</sub> da Figura 28) que apresentariam grandes áreas propícias a formação de carvão. E então finalizaria com a máxima inundação do sistema (TST<sub>3</sub> da Figura 28), avançando a linha de costa aproximadamente 100 km continente adentro.

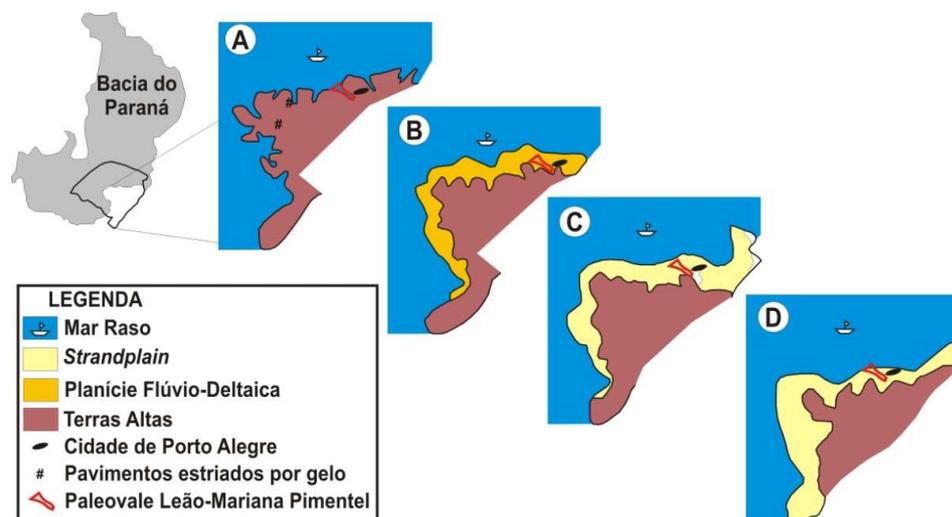


Figura 29. Evolução paleofisiográfica da borda da Bacia do Paraná no Rio Grande do Sul. A-formação de fiordes e sedimentação glacial. B-durante o LST<sub>2</sub> de Holz (1995) domínio dos ambientes fluvial e deltaico com poucos leitos de formação de carvão. C-durante o TST<sub>2</sub> de Holz (1995) domínio do ambiente laguna/barreira com muitas áreas propícias a formação de carvão. D- durante o TST<sub>3</sub> de Holz (1995) quase todas as fácies costeiras estão sendo retrabalhadas e o mar avança aproximadamente 100km em direção ao continente. Em vermelho está a localização aproximada do Paleovale Leão-Mariana Pimentel, objeto deste estudo. Figura modificada de Holz (1999).

#### 1.5.4. Afloramento Morro do Papaléo

Na porção leste do paleovale Leão-Mariana Pimentel situa-se o Afloramento Morro do Papaléo *sensu* Burjack *et al.* (1982) (Figura 22D), enfoque principal do presente estudo. Neste afloramento expõem-se principalmente depósitos fluviais do trato de sistemas de nível baixo da segunda sequência deposicional de 3<sup>a</sup> ordem de Holz (1995) (Figura 28).

Inúmeros trabalhos foram feitos no afloramento Morro do Papaléo, como por exemplo, Burjack *et al.* (1982), Piccoli *et al.* (1983), Paim *et al.* (1983), Pasqualini *et al.* (1986), Vieira & Iannuzzi (2000), Iannuzzi *et al.* (2003), Smaniotto *et al.* (2006), Iannuzzi *et al.* (2006) e Roesler *et al.* (2008). Grande parte destes autores, paleontólogos, foram atraídos para este afloramento em função dele oferecer facilidade de acesso, além de quantidade e diversidade do conteúdo fossilífero. A outra parte de trabalhos realizados neste afloramento foi atraída pela qualidade das exposições, as quais oferecem uma visão tridimensional dos depósitos e dos processos sedimentares associados, e, além disso, pelo fato do empilhamento vertical destes depósitos conter o contato entre o Grupo Itararé e a Formação Rio Bonito.

Os trabalhos mais recentes e integradores destas duas vertentes foram os de Iannuzzi *et al.* (2003 e 2006). Estes trabalhos interpretam três sequências de 4<sup>a</sup> ordem para o intervalo estudado (Figura 30).

A sequência I ocorre no Grupo Itararé, e está aflorando apenas o seu trato de sistemas de nível alto. Ele se caracteriza na base por um ambiente lagunar e no topo por um ambiente lacustre. Isto é corroborado pelos registros fitofossilíferos de Iannuzzi *et al.* (2003), com a ocorrência na base da Subzona *G. obovata* e no topo da Subzona *P. indica*.

O limite entre a sequência I e II tem importância regional e é marcado por uma mudança de ambiente lacustre/lagunar (Grupo Itararé) para ambiente fluvial entrelaçado (Formação Rio Bonito), apresentando-se como uma superfície erosiva. O sistema fluvial caracteriza o trato de sistemas de nível baixo da sequência II, e é sobreposto por um ambiente marinho raso, que compõe o trato de sistemas transgressivo. Segundo Iannuzzi *et al.* (2006), essa interpretação de ambiente marinho é balizada apenas na presença de tubos verticais associados a invertebrados de provável origem marinha. No entanto nenhum estudo específico de icnofósseis foi feito neste intervalo.

Segundo o empilhamento da sequência II, ocorrem fácies paraconglomeráticas associadas a níveis carbonosos que são interpretados como de ambiente deltaico ou de leques deltaicos. Estes depósitos, segundo Iannuzzi *et al.* (2003), representariam o trato de sistemas de nível alto da sequência II. Baseados nas análises de espécies microplantônicas e nas relações percentuais entre os grupos de matéria orgânica particulada, Smaniotto *et al.* (2006), interpretam os depósitos carbonosos como sedimentados em ambientes lacustres e/ou pantanosos.

Sobreposto a este intervalo ocorrem fácies de arenitos conglomeráticos de sistemas fluviais entrelaçados. Novamente erosivos na sua base, eles caracterizam o trato de sistemas de nível baixo da sequência III. Intercalado aos arenitos ocorrem lentes de fácies finas de planície de inundação dos sistemas fluviais. Nestas planícies Iannuzzi *et al.* (2003), encontraram megafósseis vegetais associados a Zona *Glossopteris/Rhodopteridium*, que são vegetais arbóreo-arbustivos e arbustivos.

A datação proposta por Iannuzzi *et al.* (2003) para o intervalo descrito do Morro do Papaléo é Sakmariano, e talvez alcançando o Artinskiano mais precoce.

O presente estudo, devido à melhor qualidade das exposições, focalizou o levantamento de dados, do trato de sistemas de nível alto da sequência II ao trato de sistemas de nível baixo da sequência III de Iannuzzi *et al.* (2003) (Figura 30). Mais discussões sobre sequências de 4ª ordem serão feitas no item 3.6.2.

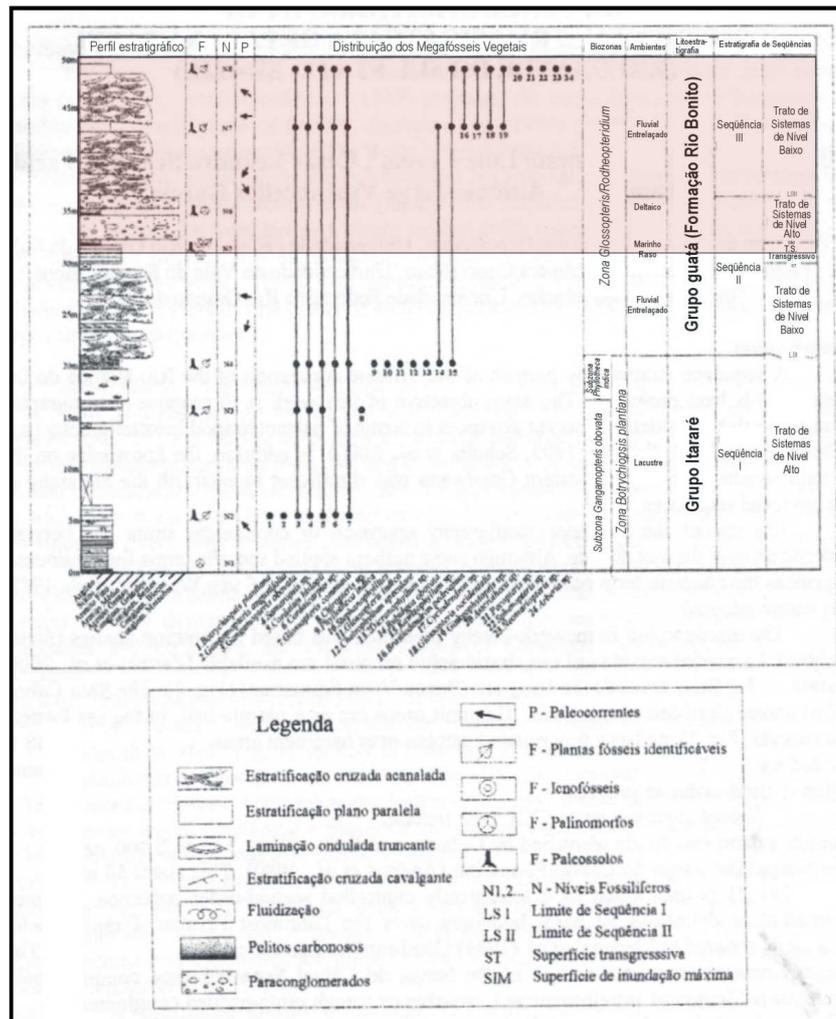


Figura 30. Perfil bioestratigráfico, litoestratigráfico e de estratigrafia de seqüências de 4ª ordem do afloramento Morro do Papaléo. Faixa transparente em vermelho situa a porção do afloramento onde se focalizou este estudo. Modificado de Iannuzzi *et al.* (2003).

## 2. METODOLOGIA

O presente estudo teve duas fontes principais de informações: o afloramento Morro do Papaléo e quatro poços ao longo do paleovale Leão-Mariana Pimentel (Figura 22D). No afloramento foram levantados perfis litológicos e de raios-gama (espectral), além de fotomosaicos e seções de *GPR* (*ground penetrating radar*). Nos poços foram descritos testemunhos e analisados seus perfis geofísicos. Abaixo há um esquema (Figura 31) que sintetiza a utilização destes dados em função dos objetivos propostos neste trabalho.

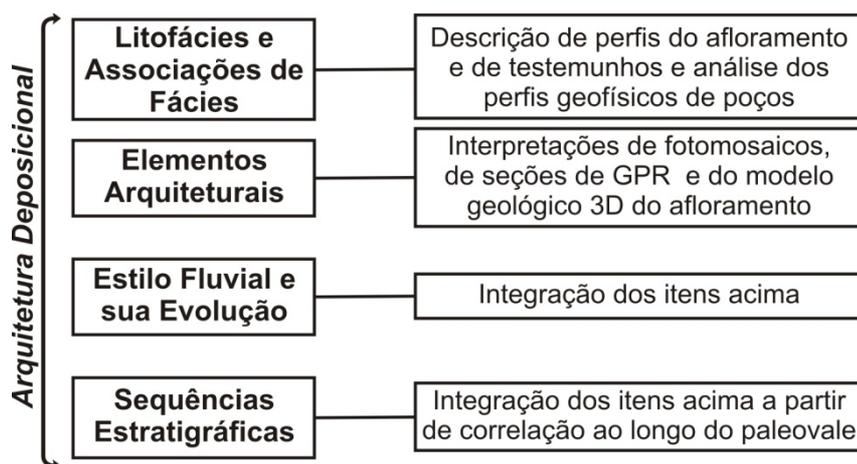


Figura 31. Síntese dos objetivos principal (à esquerda) e específicos (ao meio) com as fontes de informação utilizadas para alcançá-los (à direita).

A metodologia será descrita a seguir dividindo-se em dados do afloramento e dados dos poços.

## 2.1. Afloramento Morro do Papaléo

É importante deixar claro que os estudos feitos no afloramento Morro do Papaléo não compreenderam toda a seção descrita por Iannuzzi *et al.* (2003), ficando restrito somente ao topo da sequência II e a sequência III inteira descritas por estes autores.

### 2.1.1. Fotomosaicos

Segundo Wizevich (1991), muitas deformações geométricas são causadas na construção de fotomosaicos devido à má aquisição da imagem. Para minimizar estas deformações alguns cuidados foram tomados neste estudo:

- 1) Utilizou-se aproximadamente 50% de sobreposição entre cada foto para diminuir as deformações nas suas bordas, causadas pelo método de obtenção de qualquer imagem;
- 2) Manteve-se um ângulo de 90° entre o ponto de captura e a parede do afloramento, para minimizar o erro causado pelas irregularidades do corte da rocha;
- 3) Tentou-se manter horizontal a câmera, para garantir a simetria da imagem;
- 4) Deixou-se uma distância contínua entre a máquina e a exposição, para os problemas de grandes variações de escalas.

Apesar de todos os cuidados no campo, os fatores naturais, tais como falta de espaço e irregularidades do terreno, impossibilitaram um levantamento preciso.

Outros agravantes da qualidade das imagens, só que puramente visuais, foram a luminosidade inconstante e a existência freqüente de árvores na frente das exposições.

Foram tiradas 91 fotografias com a câmera *Yashica FX-3super*, percorrendo 855m de paredes, resultando na montagem de 6 fotomosaicos (Figura 61, Figura 62 e Figura 63). No campo, sobrepuseram-se aos fotomosaicos papéis vegetais (*overlay's*) para o traçado das principais superfícies estratigráficas/sedimentológicas, como no exemplo da Figura 32. Estas superfícies separaram os diferentes corpos de rocha e deram suas geometrias.

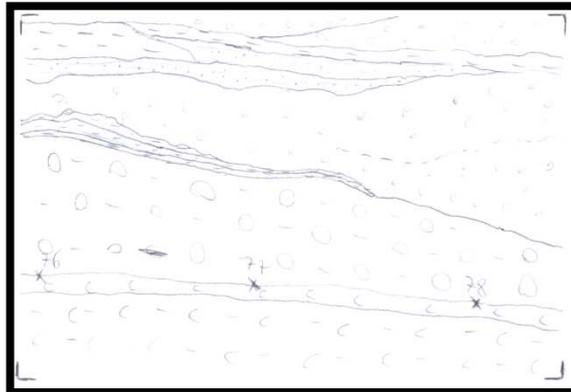


Figura 32. Exemplo de *overlay* feito no campo com o traçado das superfícies.  
 Distância entre os pontos 76 e 77 = 6,6m  
 $x^{76}$  = Pontos do levantamento topográfico  
 C-C- = Folhelho carbonoso  
 C C = Carvão  
 O-O- = Paraconglomerado  
 — — = Pelito  
 O O = Arenito conglomerático  
 ∴ ∴ = Arenito médio a fino  
 - - - - = Superfície pouco evidente

### 2.1.2. Perfis Litológicos

Levantou-se 8 perfis descritivos de rocha (Figura 61, Figura 62 e Figura 63), totalizando 94m, procurando-se a identificação das litofácies, segundo Selley (1970), com os parâmetros: granulometria e características dos grãos (seleção, arredondamento, esfericidade); estruturas sedimentares (cruzadas, plano-paralelas, onduladas, maciças, etc); geometria (lenticular, cuneiforme, tabular, etc); e padrão de paleocorrentes.

Pelo fato das exposições serem cortes verticais de em média 10m de altura foi necessário utilizar-se de técnicas de *rapel* para a observação da rocha (Figura 33).



Figura 33. Fotos da descrição de perfis litológicos descendo nas paredes do afloramento através de *rapel*.

Os perfis foram locados preferencialmente nos cortes mais transversais aos corpos arenosos e distribuídos ao longo de todo o afloramento, mas a ancoragem das cordas no topo do morro foi bastante limitada, principalmente no lado oeste, fazendo com que eles fossem deslocados lateralmente.

### 2.1.3. Perfis de Raios-Gama Espectral

Foram feitas medições de raios-gama em dois dos perfis litológicos levantados previamente (Perfis 2 e 8 da Figura 61), utilizando-se o equipamento portátil GR320 enviSpec de marca Exploranium. Este equipamento mede a radioatividade total e a contribuição individual de suas três maiores fontes: potássio (K), tório (Th) e urânio (U). Sua resolução é em torno de 25cm de raio, ou seja, camadas menores que 50 cm sofrerão influência da radioatividade das camadas adjacentes.

Os valores destas medidas podem ser afetados por duas variáveis principais, (1) a posição do equipamento em contato com a rocha, e (2) o tempo de exposição à radioatividade da rocha. Os problemas associados à primeira variável são ilustrados na Figura 34 e cuidados no campo foram tomados para atenuá-los. Quanto a segunda variável, antes de começar o levantamento foram feitos alguns testes de tempo de exposição. Ou seja, em um mesmo ponto do afloramento fizeram-se medidas de radioatividade com tempos de exposição de 30, 60, 120, 180 e 300 segundos. Observou-se então que os valores de radioatividade variavam entre os diferentes tempos de exposição. No entanto, essa variação não era mais tão significativa a partir de 120 segundos. Por isso a medição de radioatividade dos dois perfis levantados foi executada com tempo de exposição de dois minutos.

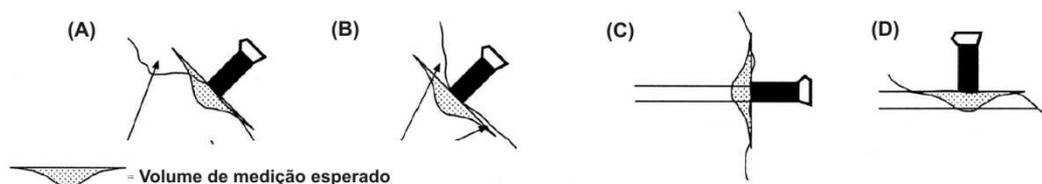


Figura 34. Ilustração dos problemas de medida de radioatividade com equipamento portátil associados à sua posição na superfície da rocha. (A) Ferramenta mede menos rocha (seta), subestimando os valores. (B) Ferramenta mede mais rocha (setas), superestimando os valores. (C) Ferramenta paralela a camadas delgadas diluirá suas leituras com as camadas adjacentes. (D) Ferramenta ortogonal a camadas delgadas concentrará a leitura nelas. Figura modificada de Svendsen & Hartley (2001).

Com relação à amostragem, pela dificuldade de acesso as paredes do afloramento (como mencionado no item anterior), foram feitas medidas com espaçamento médio de 40 cm (Figura 35). Entretanto o espaçamento foi diminuído quando a heterogeneidade visual da rocha era menor que 40 cm. Assim sendo foram efetuadas 54 medidas.

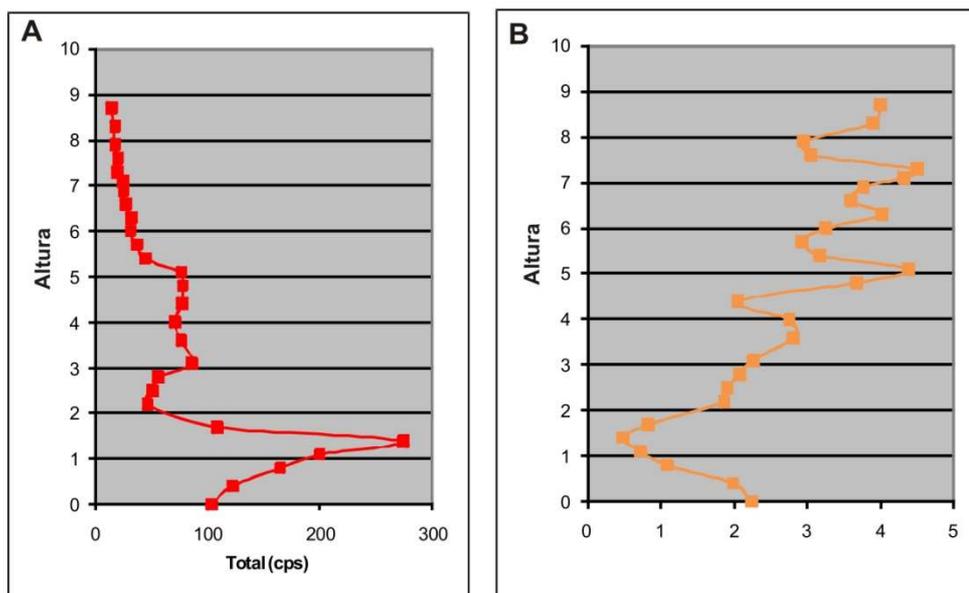


Figura 35. Perfis de raios gama total (A), em contagens por segundo, e razão tório/urânio (B), em decimal, ilustrando o espaçamento máximo de 40 cm da amostragem feita em um dos perfis sedimentológicos levantados.

O objetivo deste levantamento foi buscar características de perfis de raios-gama do afloramento Morro do Papaléo para a correlação com os dados de raios-gama dos poços analisados neste estudo.

#### 2.1.4. Modelo Geológico 3D

Para a construção do modelo geológico 3D do afloramento Morro do Papaléo foram necessárias algumas etapas, além das descritas acima: levantamento topográfico; digitalização e georreferenciamento dos *overlay's* interpretados a partir dos fotomosaicos; e geração do modelo geológico tridimensional.

##### 2.1.4.1. Levantamento Topográfico

Com Estação Total TOPCON-229 levantou-se (Figura 36) 122 pontos, sendo 104 amarrados nos *overlay's* (Figura 32), 10 estações de trabalho e 8 para controle.

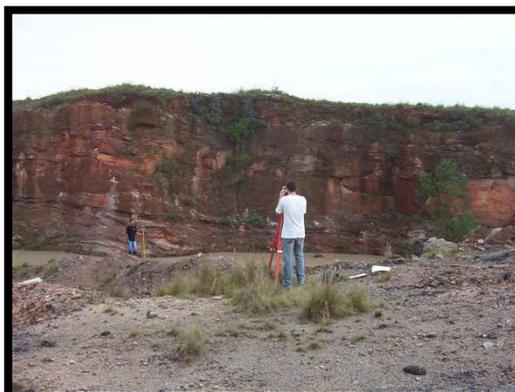


Figura 36. Foto mostrando o levantamento topográfico com Estação Total.

Na estação de trabalho inicial foram tiradas as coordenadas com GPS de localização, servindo elas de referência para o georreferenciamento dos fotomosaicos e *overlay's*. Ou seja, foram transferidas as coordenadas, com a estação total, a partir dessa estação de trabalho inicial para os pontos amarrados nos *overlay's* (Figura 32), os quais são condizentes com mudanças de angulação das paredes do afloramento. Assim, o levantamento deu a geometria em planta do morro (Figura 37) e ainda possibilitou o ajuste das escalas dos fotomosaicos.

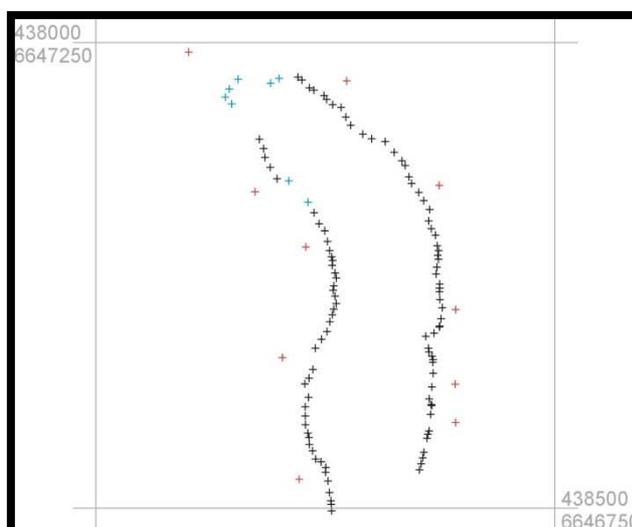


Figura 37. Pontos levantados, em planta (coordenadas UTM). Em vermelho as estações de trabalho, em azul os pontos de controle e em preto os amarrados nos *overlay's*.

#### 2.1.4.2. Digitalização dos *Overlay's* e seu Georreferenciamento Tridimensional

Para a realização desta etapa foram efetuados os seguintes passos:

- 1) Os seis *overlay's* dos seis fotomosaicos foram “escanerizados” e cortados nos pontos, marcados pela topografia, onde ocorre uma mudança na orientação da parede do afloramento (Figura 38);



Figura 38. Um pedaço do *overlay* da Figura 32 cortado nos pontos 76 e 77.

- 2) Com os valores das coordenadas dos pontos calculou-se o ângulo entre uma parede e outra;
- 3) Os seis conjuntos de pedaços de *overlay's*, formadores dos seis fotomosaicos, foram inseridos no *software AUTOCAD*<sup>®</sup> georreferenciados bidimensionalmente a partir do primeiro ponto, localizado no primeiro pedaço do *overlay* de cada fotomosaico, sendo que os pedaços seguintes foram colocados respeitando a continuidade do mosaico;
- 4) Ajustou-se a escala, em cada um dos seis conjuntos de *overlay's*, por dois pontos levantados topograficamente;
- 5) Nessas condições de várias imagens, seis conjuntos contínuos, locados bidimensionalmente, foram digitalizadas as superfícies traçadas no campo, segmentadas para cada pedaço;
- 6) Os conjuntos então foram rotacionados 90° verticalizando-os, mantendo fixo o ponto georreferenciado de cada um dos fotomosaicos;
- 7) Então cada pedaço foi rotacionado horizontalmente respeitando o ângulo calculado no item 2, mantendo fixo o ponto amarrado no pedaço anterior;
- 8) Finalizando, exportou-se na extensão *dxf* todas as linhas traçadas e já georreferenciadas tridimensionalmente para o *software GOCAD*<sup>®</sup>.

#### 2.1.4.3. Geração do Modelo Geológico Tridimensional e Sua Representatividade

No *GOCAD*® inseriram-se as linhas representativas das superfícies estratigráficas/sedimentológicas, as imagens dos *overlay's* “escanerizados” e os pontos levantados na topografia.

Com as linhas geraram-se superfícies e volumes dos corpos sedimentares, correlacionando um lado do afloramento com o outro. Essa correlação foi baseada conceitualmente nos dados obtidos dos fotomosaicos, dos perfis sedimentológicos e associados com 43 e 22 medidas de orientação, respectivamente, de paleocorrentes e dos planos de acamamento *So*. O sentido médio da paleocorrente ( $322^\circ$ ) serviu para dar a direção dos canais. Já a orientação média do plano *So* ( $9;240$ ) indicou que altura os canais interceptaram o outro lado exposto do afloramento. Como produto final obteve-se o modelo tridimensional das principais superfícies estratigráficas/sedimentológicas do afloramento Morro do Papaléo.

Nas imagens dos *overlay's* foram digitalizados os pontos de amarração obtidos após o ajuste no *AUTOCAD*® (pontos vermelhos da Figura 39) para comparar seu posicionamento geográfico com os mesmos pontos levantados com Estação Total no campo (pontos verdes da Figura 39).

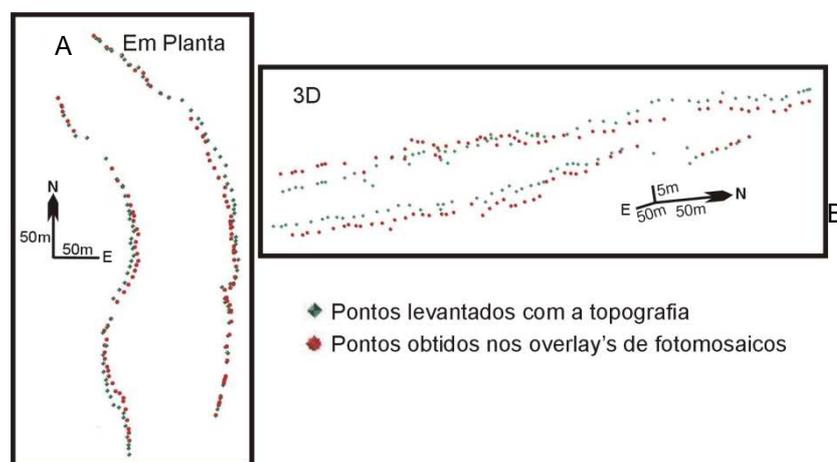


Figura 39. Distribuição dos mesmos pontos, levantados na topografia e obtidos nos *overlay's* de fotomosaicos ajustados no *software*, em planta (A) e tridimensionalmente (B). Nota-se o desvio entre eles.

A partir disso foi possível definir o quanto que o modelo saiu da realidade geométrica do afloramento. Para isso fez-se a média dos desvios lineares entre os pontos digitalizados nos *overlay's* ajustados no *AUTOCAD*® e os mesmos pontos levantados pela Estação Total, nos três eixos (X, Y e Z). Obteve-se então um erro linear médio para o modelo de 2,5m, 8,4m e 2,6m, respectivamente em X, Y e Z. É importante ressaltar que a representatividade da geometria é mantida, mas a distorção cresce com o distanciamento do ponto georreferenciado inicial de cada

um dos 6 conjuntos de *overlay's*, e está relacionada às deformações causadas na aquisição da foto e na construção dos fotomosaicos.

### 2.1.5. Levantamento com GPR (*Ground Penetrating Radar*)

#### 2.1.5.1. Compreensão do Método

O GPR, ou em português radar de penetração no solo, é uma técnica geofísica não-invasiva que detecta descontinuidades elétricas em profundidades rasas (<50m). Isto é feito por geração, transmissão, propagação, reflexão e recepção de pulsos discretos de alta frequência (MHz) de energia eletromagnética (Neal, 2004). As propriedades dos materiais que controlam o comportamento desta energia eletromagnética são, permissividade dielétrica (Pd), condutividade elétrica (Ce) e permeabilidade magnética (Pm). Permissividade dielétrica (Pd) é dada pela habilidade de um material em armazenar carga elétrica, ou ser polarizado. Condutividade elétrica (Ce) é dada pela habilidade de um material em transportar carga a partir da aplicação de um campo eletro-estático. E permeabilidade magnética (Pm) é dada pela habilidade de um material em ser magnetizado. Por essas propriedades citadas serem intrínsecas a cada material, eles respondem diferentemente a passagem de uma onda eletromagnético e é essa diferença que o GPR detectará. Ou seja, assim como nos métodos sísmicos, o GPR medirá o coeficiente de reflexão existente entre duas camadas com propriedades eletromagnéticas distintas, além do tempo que leva para a onda eletromagnética sair do transmissor e chegar ao receptor (Reynolds, 1997). Esse coeficiente de reflexão (R) pode ser dado pela seguinte equação, assumindo que os contrastes de Ce e Pm são negligenciáveis:

$$R = \frac{\sqrt{Pd2} - \sqrt{Pd1}}{\sqrt{Pd2} + \sqrt{Pd1}}$$

onde Pd1 e Pd2 são relativos a permissividade dielétrica de camadas sobrepostas. Em todos os casos os valores de R cairão dentro do intervalo de -1 a 1.

O tempo duplo de viagem da onda eletromagnética (t) é dado em nanosegundos (ns), enquanto a velocidade (V) de propagação dessa onda é dada pela seguinte equação:

$$V = \frac{Vv}{\sqrt{Pd}}$$

onde  $V_v$  é a velocidade da onda eletromagnética no vácuo, a qual tem um valor fixo de 0,3m/ns. Assim sendo, podemos calcular a profundidade ( $P$ ) através da seguinte equação:

$$P = \frac{t * V_v}{2 * \sqrt{Pd}}$$

onde  $t$  é medido pelo GPR em ns,  $V_v$  é igual a 0,3m/ns e  $Pd$  pode ser estimado através de tabelas experimentais.

A resolução vertical do método será dependente da frequência da onda eletromagnética que passará pelos materiais. A maioria dos radares são designados para trabalharem entre frequências de 50MHz e 1GHz, sendo que frequências mais baixas terão resoluções mais baixas e alcances de profundidades mais altas que frequências mais altas. No entanto, de uma forma genérica, mudanças na quantidade e no tipo de fluido que ocupa o espaço poroso, pequenas mudanças na porosidade, mudanças no tipo de grão sedimentar, mudanças na forma, na orientação e no empacotamento do grão, são todas características que darão coeficientes de reflexão significativos (Neal, 2004). Consequentemente, características como, nível do lençol freático, estruturas sedimentares e limites litológicos devem ser todos visíveis com o GPR.

Para a aquisição dos dados com GPR existem quatro principais formas ou arranjos de fazê-la: *common offset*, *common mid point*, *common source* e *common receiver*. Na aquisição *common offset* é feito um caminhamento com as antenas receptora e transmissora em uma distância fixa entre elas (Figura 40a). Este é o método mais utilizado, pois é o mais rápido. Com o arranjo *common mid point*, durante o levantamento as antenas se afastam distâncias iguais a partir de um ponto fixo no meio (Figura 40b). Este método é muito utilizado para converter tempo em profundidade, pois desta forma se consegue calcular a velocidade média da onda para uma determinada reflexão (Annan & Davis, 1976). *Common source* e *common receiver* (Figura 40c e d) são arranjos pouco utilizados por custarem muito tempo para aquisição e processamento, apesar destes métodos darem uma qualidade melhor da imagem de subsuperfície.

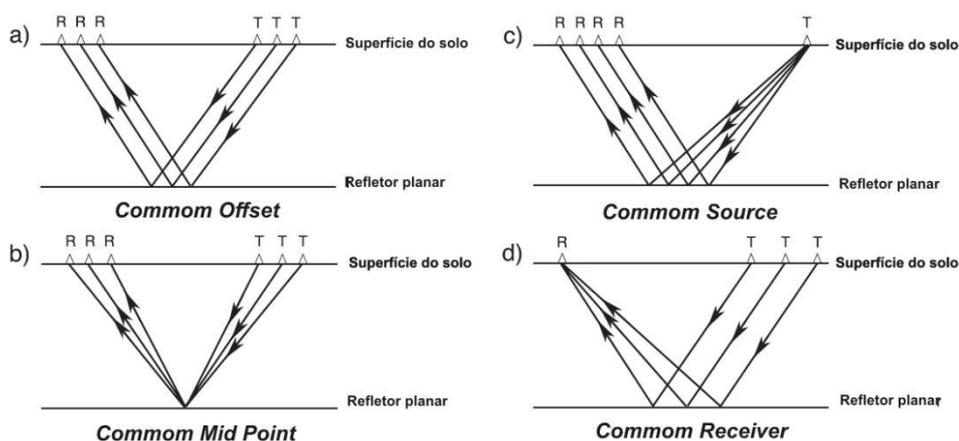


Figura 40. Os quatro tipos de arranjos para aquisição de dados de GPR (modificado de Daniels, 1996). T = antena transmissora. R = antena receptora.

### 2.1.5.2. Aplicação do Método

No topo do afloramento Morro do Papaléo foram levantadas três seções de GPR (Figura 41). O equipamento utilizado para isto foi o modelo *Rama/GPR*. O caminhamento foi feito pelo método *commom offset* (Figura 40a) com antenas de 50MHz. Foi utilizada esta frequência de onda eletromagnética, pois o primeiro objetivo do levantamento era conseguir imagear o principal contato litológico do afloramento (limite entre as sequências II e III de Iannuzzi *et al.*, 2003 – Figura 30) que estava em torno de 10m de profundidade. E porque para o segundo objetivo, que era a identificação de elementos arquiteturais internos aos corpos mapeados nos fotomosaicos, esta frequência também seria eficiente.

Estas seções foram feitas em vários segmentos com distâncias conhecidas como mostra a Figura 41, perfazendo um total de 687m de linhas 2D levantadas.

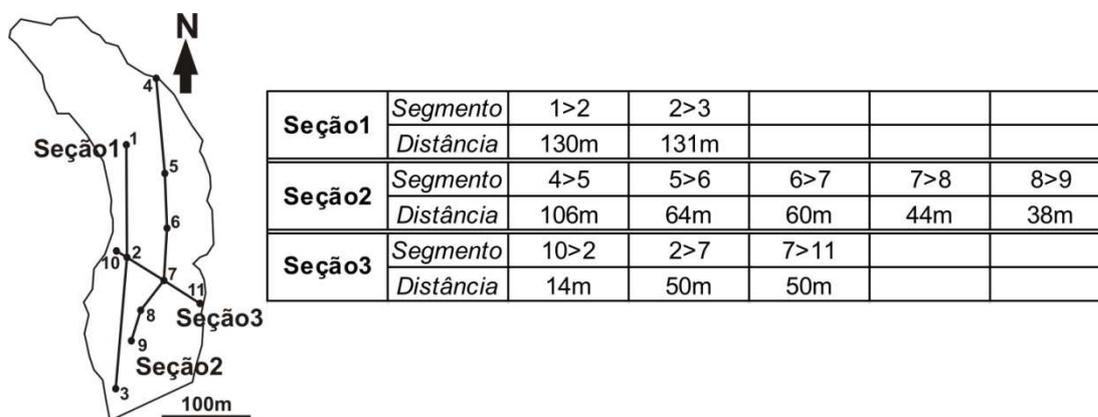


Figura 41. Localização das seções de GPR feitas no afloramento Morro do Papaléo e a distância dos segmentos que às compõem.

Após a aquisição foi feito um processamento simples nos dados, aplicando-se apenas um ganho automático (AGC) com janela de 140ns. Além disso, como as paredes do afloramento são relativamente próximas das seções levantadas foi possível a identificação nas seções de um ponto com profundidade conhecida a partir dos fotomosaicos do afloramento. Sendo assim estimou-se uma velocidade média de 0,075 m/ns, e este valor foi utilizado para a conversão tempo-profundidade de todas as seções.

A qualidade das imagens pode ser considerada satisfatória para o objetivo do trabalho (Figura 42). Problemas como atenuação de sinal em função do lençol freático não foram evidenciados, já que o afloramento é escarpado, o que faz com que a água seja drenada naturalmente. Três tipos de ruídos foram observados: (1) difrações abaixo de 100ns (Figura 42) causadas, provavelmente, por sedimentos de tamanho grande, como matacões; (2) lateralmente atenuações de amplitude (Figura 42), as quais são intrínsecas ao levantamento (irregularidades do terreno, árvores, etc) e ao equipamento (antenas não blindadas); e (3) ruídos ambientais, sem causa identificada, talvez algum rádio-amador próximo (Figura 42 e seção 1 da Figura 64). Estes ruídos, como eram conhecidos, foram administrados durante a interpretação.

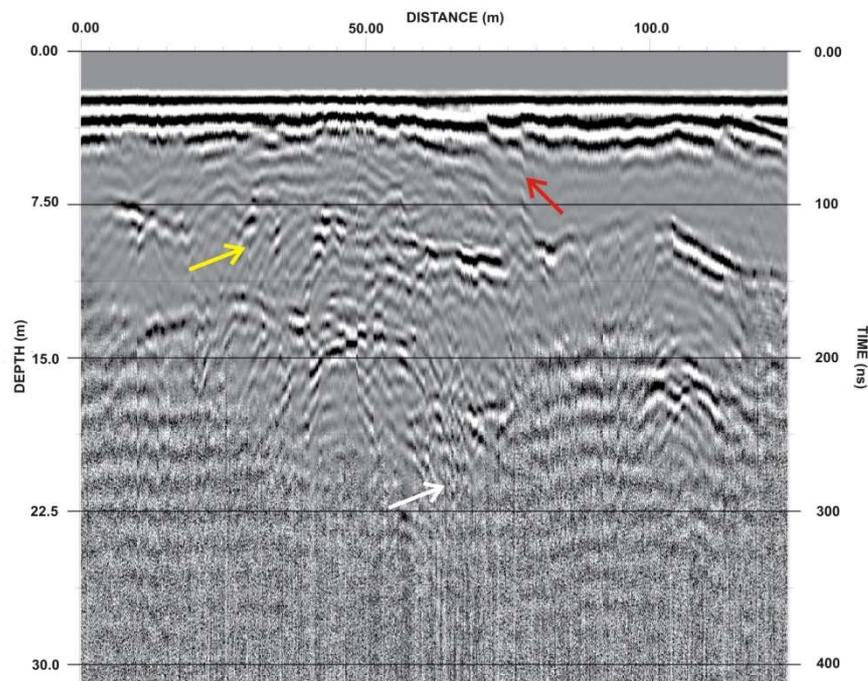


Figura 42. Exemplo de uma imagem obtida no levantamento de GPR efetuado no afloramento Morro do Papaléo (segmento 1>2). Exemplos de três tipos de ruídos: a seta amarela mostra uma difração, a seta vermelha mostra uma mudança lateral abrupta na amplitude, e a seta branca mostra um ruído ambiental.

## 2.2. Poços da CPRM

Neste estudo, como já mencionado, foram utilizados quatro poços da CPRM (Serviço Geológico do Brasil). Destes poços, em dois foram descritos testemunhos e nos outros dois foram utilizadas as descrições litológicas feitas pela CPRM.

Os dois testemunhos descritos são dos poços LM-04 e LM-09 (Figura 22D), os quais têm coordenadas UTM, respectivamente: 434195m (X), 6649757m (Y), 71m (Z); e 432337m (X), 6650844m (Y), 116m (Z). O procedimento para a descrição de testemunhos seguiu a mesma lógica explicada na descrição dos perfis litológicos do afloramento, com o detalhe que nos testemunhos não tem como analisar a geometria das fácies e nem as paleocorrentes. A escala desta descrição foi de 1:50, o que nos dá um detalhe máximo de 5cm, sendo a espessura total descrita de 140m (80m do poço LM-04 e 60m do poço LM-09).

Todos os quatro poços tiveram seus perfis de raios-gama total e resistividade digitalizados (Figura 43), perfazendo uma espessura total de 300m. Sendo que os dois outros poços (Figura 22D), sem descrição de testemunho, LM-05 (X=435150, Y=6648550, Z=75m) e LM-10 (X=396199, Y=6652899, Z=130m) também tiveram os perfis litológicos feitos pela CPRM digitalizados.

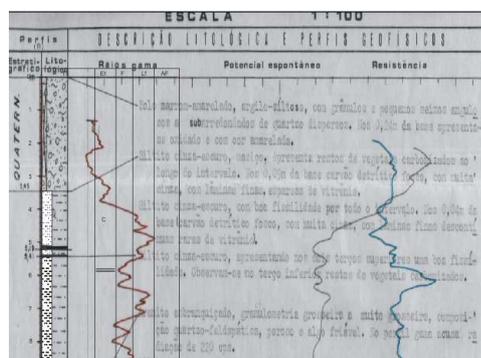


Figura 43. Exemplo de digitalização dos perfis geofísicos e litológico do poço LM-05.

Os poços LM-05, LM-04 e LM-09 foram selecionados por serem os únicos poços relativamente próximos ao afloramento Morro do Papaléo (distância máxima de 7,1km). Já o poço LM-10 foi escolhido entre dez poços com empilhamento de fácies semelhantes e que se localizavam próximos à jazida de carvão Sul do Leão (Figura 22D). Essa escolha foi feita com o objetivo de se pegar um representante da área mais distal amostrada do paleovale Leão-Mariana Pimentel (distância de aproximadamente 50km da área proximal). Sendo que a porção mais proximal foi o afloramento Morro do Papaléo, e para incluí-lo na seção de correlação foi digitalizado o perfil litológico levantado por Iannuzzi *et al.* (2003).

### **3. RESULTADOS, INTERPRETAÇÕES E DISCUSSÕES**

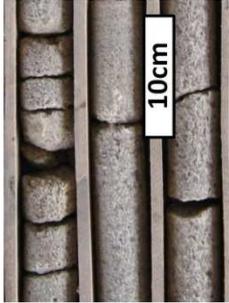
Os resultados, interpretações e discussões serão apresentados em conjunto, respeitando o ordenamento proposto nos objetivos específicos deste trabalho: (1) litofácies e associações de litofácies, (2) elementos arquiteturais do sistema fluvial, (3) estilo do sistema fluvial e sua evolução, e (4) estratigrafia de sequências de 3<sup>a</sup> e 4<sup>a</sup> ordens.

#### **3.1. Litofácies**

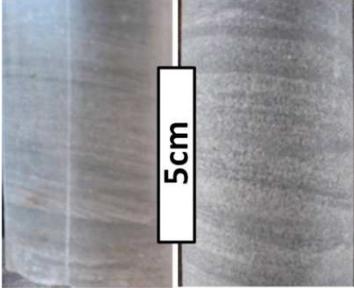
As litofácies, como descrito na metodologia, foram identificadas nos oito perfis levantados no afloramento Morro do Papaléo e nos dois testemunhos descritos de poços da CPRM. Estas litofácies estão sintetizadas na tabela 10 e foram codificadas, baseadas em Miall (1996), seguindo alguns critérios:

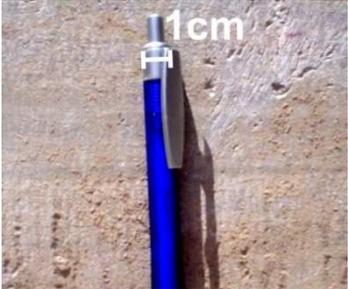
- letras maiúsculas dizem sobre a granulometria;
- letras minúsculas refletem as estruturas primárias;
- e as letras subscritas são especificidades.

Código	Descrição	Espessura	Geometria	Interpretação	Foto
Cm <sub>sm1</sub>	Conglomerado maciço suportado pela matriz, compostos por clastos angulosos de, principalmente, pelito e carvão com diâmetro de até três metros.	0,8m-5,7m	Lenticular	Fluxo de detritos intrabacinais coesivos.	
Cm <sub>sm2</sub>	Conglomerado maciço suportado pela matriz, compostos por clastos angulosos a subarredondados de quartzo e feldspato com diâmetro de até seis centímetros.	0,2m-2,2m	Lenticular	Fluxo de detritos extrabacinais coesivos.	
Ahm	Heterolito constituído pela intercalação centimétrica a decimétrica de arenitos conglomeráticos maciços quartzofeldspáticos (40%-80%) com pelitos maciços ricos em matéria orgânica (20%-60%). Os arenitos têm base erosiva.	0,2m-2,5m	Lenticular	Fluxos hiperconcentrados intercalados com momentos de sedimentação por decantação	

Am	Arenito quartzo-feldspático médio a conglomerático maciço.	0,2m-0,95m	Lenticular	Fluxos hiperconcentrados	
Am <sub>q</sub>	Arenito quartzoso grosso, bem selecionado, maciço, por vezes com estratificação cruzada de baixo ângulo incipiente.	~3,5m	?	Fluxos hiperconcentrados ou formas de leito atenuadas/antidunas (regime de fluxo transicional)	
Acba	Arenito quartzo-feldspático muito grosso a conglomerático, moderadamente selecionado, com estratificação cruzada de baixo ângulo, tendo grânulos e seixos quartzosos concentrados na base dos sets ou dispersos no plano de estratificação.	0,1m-1,5m	Tabular ou lenticular	Transição de regime de fluxo inferior para superior, podendo tanto ser dunas atenuadas quanto antidunas.	

App	Arenito quartzo-feldspático fino a conglomerático, moderadamente selecionado, com estratificação plano-paralela e clastos de grânulos e seixos predominantemente subangulosos orientados ao longo do plano de estratificação.	0,1m-1,0m	Tabular ou lenticular	Formas de leito plano, geradas sob regime de fluxo superior.	
Act <sub>s</sub>	Arenito quartzo-feldspático muito grosso a conglomerático, moderadamente selecionado, com estratificação cruzada tangencial simples de grande porte.	0,7m-2,2m	Cuneiforme	Migração de dunas 3D simples de grande porte. Podem ter comportamento similar a de uma barra.	
Act	Arenito quartzo-feldspático muito grosso a conglomerático, moderadamente selecionado, com estratificação cruzada tangencial de médio a pequeno porte, tendo grânulos e seixos quartzosos concentrados na base dos sets e/ou orientados no plano de estratificação.	Sets de 0,1m-1,0m	Tabular a lenticular	Migração de dunas 3D de pequeno porte. Regime de fluxo inferior.	

Ah	<p>Heterolito constituído pela intercalação centimétrica a decimétrica de arenitos quartzo-feldspáticos finos a muito grossos (60%-90%) com pelitos cinza a arenitos muito finos ricos em matéria orgânica (10%-40%). Estes sedimentos mais finos ocorrem entre <i>sets</i> e por vezes marcam os <i>foresets</i> de estratificações cruzadas tangenciais e de baixo ângulo. Ocasionalmente esta fácies mostra bioturbação.</p>	<p><i>Sets</i> de 0,2m a <i>cosets</i> de 4m</p>	?	<p>Migração de dunas e antidunas intercaladas com momentos de sedimentação por decantação</p>	
Aw	<p>Acamdamento ondulado. Intercalação milimétrica de arenito fino (50%) com pelito cinza (50%), estruturando-se em laminação plano-paralela e por vezes em marcas onduladas assimétricas.</p>	<p>Camadas de 0,2m a 3m</p>	?	<p>Migração de marcas onduladas de corrente ou formas de leito plano intercaladas com momentos de sedimentação por decantação</p>	
Pl	<p>Intercalação milimétrica de pelito cinza (60%-90%) com arenito fino (10%-40%), em acamadamento do tipo lenticular (<i>linsen</i>). Por vezes, os arenitos finos formam marcas onduladas (<i>ripples</i>).</p>	<p>Camadas de 0,1m-2m</p>	?	<p>Decantação de sedimentos finos em suspensão intercalada com poucos momentos de migração de marcas onduladas de correntes.</p>	

Pmoa	Pelito a arenito médio, vermelho-esbranquiçado com marcas onduladas assimétricas predominantemente subcríticas e <i>sets</i> de 1cm a 5cm de espessura.	Camadas de 0,05m-1,2m	Tabular ou lenticular	Migração de marcas onduladas de corrente, sob regime de fluxo inferior.	
Ppp	Pelito com laminação plano-paralela.	0,1m-1,2m	Tabular ou lenticular por erosão	Decantação de sedimentos finos em suspensão.	
Pm	Argilito a arenito muito fino carbonoso, cinza-escuro, maciço ou com laminação plano-paralela a ondulada.	0,05m-4,4m	Lenticular, por erosão, ou tabular	Decantação de material fino rico em matéria orgânica.	

C	Carvão laminado com alto teor de matéria mineral.	0,05m-1,9m	Tabular ou lenticular por erosão	Depósitos de grande acúmulo de matéria vegetal.	
L	Lateritos	0,05m-1,4m	Tabular ou esferoidal	Paleossolos, com geração de concreções, pelas variações do nível freático.	

Tabela 10. Litofácies. Seu código, suas espessuras, geometrias, interpretações e fotografias.

## 3.2. Associações de Fácies

A partir das litofácies descritas anteriormente e dos perfis geofísicos dos poços foram definidas nove associações de fácies. Estas associações ocorrem na Formação Rio Bonito (Figura 28) ao longo do paleovale Leão-Mariana Pimentel (Figura 22D).

### 3.2.1. Associação de fácies 1 (Af1)

A Associação de Fácies 1 está exposta no afloramento Morro do Papaléo (Figura 61, Figura 62 e Figura 63) e foi identificada nos poços LM-04, LM09 e LM10 (Figura 71).

#### 3.2.1.1. Descrição

##### 3.2.1.1.1. Afloramento Morro do Papaléo

No afloramento Morro do Papaléo a associação de fácies 1 é composta por conglomerados, pelitos e carvões interdigitados. Ela tem uma superfície de topo totalmente irregular, em função da superfície erosiva que a sobrepõe (limite da sequência III de Iannuzzi et al., 2003 – Figura 30) (Figura 61, Figura 62 e Figura 63). As litofácies que definem esta associação são: Cm<sub>sm1</sub>, Cm<sub>sm2</sub>, Ppp, Pm e C.

A Cm<sub>sm1</sub>, conglomerado maciço suportado pela matriz com intraclastos de até três metros, ocorre na área sul do afloramento (Figura 61, Perfil 8; e Figura 63, Perfis 4, e 5) como um corpo lenticular, multiepisódico, com no máximo 5,7m de espessura. Em direção a norte esse corpo adelgaça e se interdigita com argilitos a arenitos muito finos ricos em matéria orgânica (litofácies Pm) (Figura 61, Perfil 7; e Figura 62, Perfil 1 e Fotomosaico 3).

Entre episódios de Cm<sub>sm1</sub> e sobreposto a Pm existe a camada de carvão mais inferior do afloramento (Carvão 1 – Figura 61, Figura 62 e Figura 63), tendo geometria tabular, com no mínimo 400m de largura (na direção 218°-38°), em média 0,6m de espessura.

A Cm<sub>sm2</sub>, no afloramento, se repete em múltiplas deposições amalgamadas formando lentes muito delgadas de 0,2m de espessura ou às vezes mais espessas com 2,2m, sendo que o pacote todo pode atingir até 6,4m de espessura. Entre essas lentes raramente (Figura 63, Perfil 6) identificam-se níveis centimétricos de

lama (litofácies Ppp). A continuidade lateral desse complexo amalgamado é grande, ocorrendo em toda extensão do afloramento, sobrepondo-se, na região norte da área, diretamente aos carvões mais inferiores (Figura 61, Perfis 3 e 7; e Figura 63, Perfil 6) ou aos argilitos carbonosos (Figura 62, Perfil 1), e no resto da área aos depósitos de  $Cm_{sm1}$  (Figura 61, Perfil 8; Figura 63, Perfil 4).

Na região sul ocorre a camada de carvão superior do afloramento Morro do Papaléo (Carvão 2 – Figura 61, Fotomosaico 1 e Perfil 2; Figura 63 Fotomosaico 6 e Perfil 5), os quais interdigitam-se com a  $Cm_{sm2}$  e têm geometria lenticular, por causa da erosão pelos corpos arenosos da Af2 sobrepostos.

### 3.2.1.1.2. Testemunhos e Perfis Geofísicos dos Poços

Nos testemunhos descritos a Af1 tem no máximo 4m de espessura e mostra um predomínio das litofácies  $Cm_{sm2}$  e Ahm, ocorrendo subordinadamente as litofácies  $Cm_{sm1}$ , Pm, C e Ppp. A exceção ocorre no terço superior do testemunho do poço LM-04, onde a litofácies  $Cm_{sm1}$  predomina na Af1.

A litofácies Ahm, não identificada no afloramento Morro do Papaléo, é composta de uma intercalação centimétrica a decimétrica de arenitos conglomeráticos maciços com pelitos. Essa intercalação pode ser em lentes pequenas (alguns metros) ou como camadas mais contínuas, sendo que a base dos arenitos conglomeráticos é não erosiva, na sua maioria (Figura 44).



Figura 44. Testemunho do poço LM-04 (Prof. 36,5m - 39,5m) exemplificando o caráter intercalado da litofácies Ahm.

A litofácies Ahm se associa com a litofácies Pm em uma tendência granocrescente, a qual é refletida no padrão dos perfis geofísicos (Figura 45). No entanto, a tendência de diminuição dos valores de raios-gama e de aumento nos valores de resistividade para o topo, como observado na Figura 45, não são comuns quando há um predomínio da litofácies  $Cm_{sm2}$  (Figura 46). Isto ocorre,

provavelmente, porque nesta litofácies há a presença mais abundante de clastos de feldspatos e de matriz argilosa.

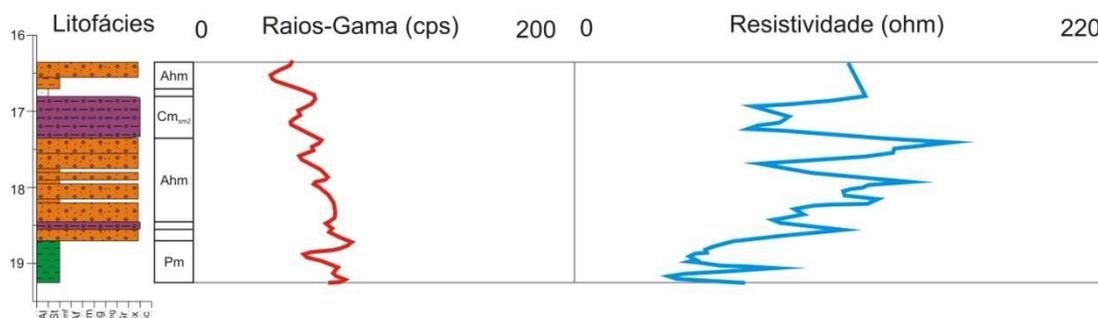


Figura 45. Exemplo de perfis litológico e geofísicos da Associação de Fácies 6 (Poço LM-09), mostrando as tendências granocrescente ascendente e de diminuição dos valores de RG e aumento dos valores de resistividade para o topo. As litofácies em laranja são Ahm, as litofácies em roxo são  $Cm_{sm2}$  e a litofácies em verde é Pm.

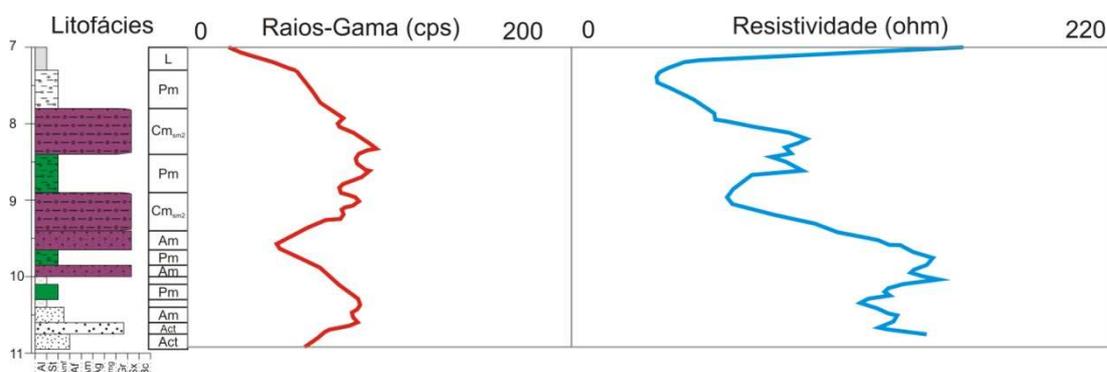


Figura 46. Exemplo de perfis litológico e geofísicos da Associação de Fácies 1 (Poço LM-09). As litofácies em roxo são  $Cm_{sm2}$  e as litofácies em verde são Pm.

### 3.2.1.2. Interpretação

A Af1 tem predomínio claro de processos gravitacionais de transporte de sedimentos, demonstrados pela abundância das litofácies  $Cm_{sm1}$  e  $Cm_{sm2}$ .

A litofácies  $Cm_{sm1}$ , é indicativa de fluxo de detritos coesivos provindos do retrabalhamento de material pré-depositado da bacia, enquanto que a litofácies Pm é reflexo de uma deposição por simples decantação, provavelmente em uma lâmina d'água não muito profunda, devido a presença de material mais grosso (arenitos muito finos) e de vegetais superiores (Burjack et al., 1982). A interdigitação lateral entre as litofácies  $Cm_{sm1}$  e Pm (Figura 47), observada no afloramento Morro do Papaléo, caracteriza as suas sincronicidades, sendo possível interpretar essa situação como a progradação de um leque aluvial sobre um corpo d'água. A progradação ocasiona o preenchimento e raseamento do lago, a qual associada a

grande taxa de influxo de matéria orgânica propicia a deposição de turfeiras (carvão 1 da Figura 47). A ocorrência de clastos intrabacinais na litofácies  $Cm_{sm1}$  significa que existiam áreas da bacia sendo soerguidas durante a deposição, ocasionando fluxos gravitacionais compostos inclusive por clastos de carvão.

A litofácies  $Cm_{sm2}$  é caracterizada como um fluxo gravitacional coeso composto de clastos do embasamento (quartzo, feldspato e litoclastos graníticos). No afloramento Morro do Papaléo se observa a interdigitação dessa litofácies com a litofácies  $Cm_{sm1}$  (Figura 47). Essa relação evidencia o caráter de um vale estreito, 5km de largura como Lenz & Maciel (1983) já propunham, onde áreas-fonte distintas estão próximas gerando eventos síncronos. O tamanho dos clastos da litofácies  $Cm_{sm2}$ , de no máximo 6cm, seu arredondamento e a quantidade de argila na matriz pode significar que estas áreas-fonte já sofriam um certo grau de intemperismo químico e possivelmente desenvolviam algum perfil de solo, evidenciando um clima mais ameno em uma região de clima temperado (Scotese, 2002). A associação de delgadas camadas da litofácies Ppp entre camadas da litofácies  $Cm_{sm2}$ , mostra a efemeridade e o caráter multiepisódico dos fluxos, dando tempo para a sedimentação por decantação, relacionada a um corpo d'água raso.

A litofácies Ahm, identificada apenas nos testemunhos descritos, é interpretada como resultante de fluxos hiperconcentrados que chegam a um corpo de água calmo em episódios de altíssima frequência.

Assim sendo, a progradação de leques aluviais, representados pelas litofácies  $Cm_{sm1}$ ,  $Cm_{sm2}$  e Ahm, sobre um corpo de água (litofácies Pm e Ppp), faz com que se interprete a Af1 como um sistema de leque deltaico (Nemec & Steel, 1988).

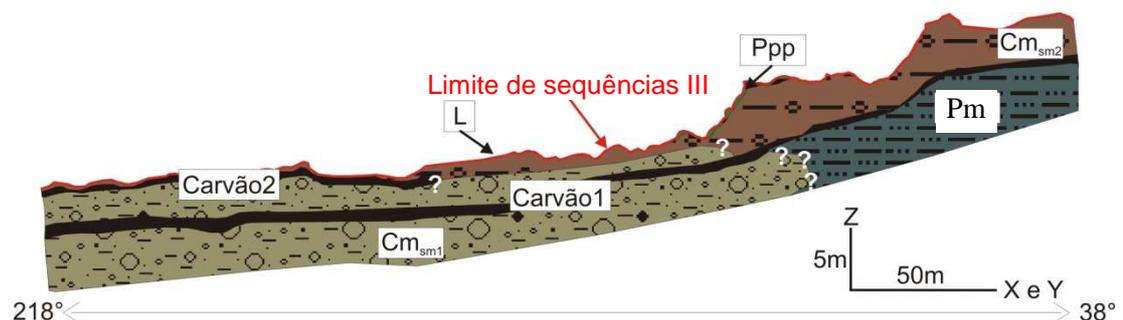


Figura 47. Seção esquemática da Af1, baseada no afloramento Morro do Papaléo a partir da Figura 64, mostrando as inter-relações das suas litofácies e sub-ambientes. Exagero vertical de 3X. Linha em vermelho é o limite da seqüência III de Iannuzzi *et al.* (2003).

### 3.2.2. Associação de Fácies 2 (Af2)

A Associação de Fácies 2 está exposta no afloramento Morro do Papaléo (Figura 61, Figura 62 e Figura 63) e foi identificada em todos os poços deste estudo (Figura 71).

### 3.2.2.1. Descrição

#### 3.2.2.1.1. Afloramento Morro do Papaléo

A Af2 é caracterizada por corpos lenticulares de arenitos grossos a conglomeráticos, com espessura de 0,4m a 3,6m, limitados por superfícies erosivas côncavas para cima (Figura 61, Figura 62 e Figura 63).

No afloramento Morro do Papaléo internamente os corpos arenosos são compostos pelas litofácies Am (8%), Acba (14%), App (32%), Act<sub>s</sub> (4%), Act (31%), Pmoa (5%), Ppp (1%) e Pm (5%) (Tabela 11), formando sucessões verticais sem uma tendência granulométrica bem definida, com exceção do corpo arenoso 1 (Figura 61, Perfil 7, CA1) que apresenta dois ciclos de granodecrescência ascendente com 1,3m e 1m de espessura. Os corpos arenosos podem ser preenchidos pela repetição da mesma litofácies (Figura 63, Perfil 4, CA4), ou pode apresentar uma alternância frequente de diferentes litofácies, como por exemplo, Act-App-Act-Acba-Act (Figura 61, Perfil 7, CA6). As estratificações cruzadas tangenciais, indicadoras de uma paleocorrente média, corrigida, para 313° (Figura 48), ocorrem no afloramento como sets amalgamados de em média 0,3m de espessura (Act) ou como um corpo cuneiforme de um set com até 2,2m de espessura e em média 20m de comprimento (Act<sub>s</sub>) (Figura 62, Fotomosaico 4). Também se observam sets amalgamados de Acba e App, tendo espessuras no primeiro de em média 0,8m e no segundo de 0,3m. Essas quatro litofácies (App, Acba, Act<sub>s</sub> e Act) perfazem 81% dos corpos arenosos do afloramento Morro do Papaléo.

Litofácies	Afloramento (%)	Testemunhos (%)	Total (%)	Tipo de transporte		Granulometria	
Am	8	22	15	Tração	95%	Grossos	92%
Acba	14	6	10				
App	32	4	18				
Act <sub>s</sub>	4	8	6				
Act	31	55	43				
Pmoa	5	1	3	Suspensão	5%	Finos	8%
Ppp	1	0	0,5				
Pm	5	4	4,5				

Tabela 11. Quantificação das litofácies internas a Af2 do afloramento Morro do Papaléo e dos testemunhos, mostrando o tipo de mecanismo de transporte predominante e a granulometria predominante.

Por vezes, também dentro dos corpos arenosos, ocorrem níveis centimétricos de pelitos (Pmoa, Ppp, Pm), com extensão lateral máxima de poucas dezenas de metros mostrando uma geometria lenticular.

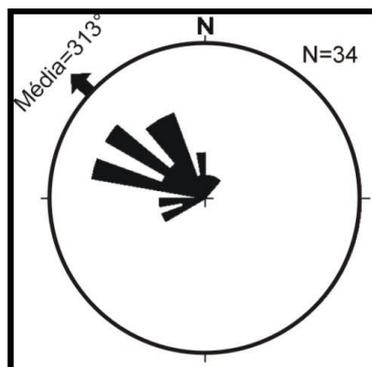


Figura 48. Diagrama de rosetas das 34 medidas corrigidas de paleocorrentes em estratificações cruzadas tangenciais da Af2 do afloramento Morro do Papaléo.

#### 3.2.2.1.2. Testemunhos e Perfis Geofísicos dos Poços

Nos testemunhos a Af2 tem uma predominância das litofácies Act (55%) com as litofácies Am (22%), Act<sub>s</sub> (8%), Acba (6%), App (4%), Pm (4%) e Pmoa (1%) subordinadas (Tabela 11). Estas litofácies, na maior parte, se arranjam verticalmente sem uma variação granulométrica bem definida, empilhando-se em sets de em média 30cm, como ocorre no afloramento Morro do Papaléo. Nos testemunhos se observam sucessões verticais sem mudança de litofácies (p.ex. de Act) de até 4,8m, principalmente na porção inferior descrita (Figura 49). No entanto, na porção intermediária e superior, principalmente do testemunho do poço LM-04, existe uma intercalação maior das litofácies da Af2 (Figura 50). E ainda, estas fácies mostram uma tendência granodecrescente mais clara, talvez pela menor espessura das Af2 nesses intervalos.

A assinatura da Af2 nos perfis geofísicos pode simplificada ser definida como tendo baixos valores de raios-gama (RG) e altos valores de resistividade (Figura 49). Isto ocorre porque essa associação de fácies é caracterizada por litofácies com uma predominância de clastos de tamanho areia e de composição quartzosa. No entanto, ocorrem por vezes, algumas tendências de aumento ou de leve diminuição ascendente nos valores de RG (Figura 49), podendo isto estar

associado a uma mudança na composição da rocha (feldspatos) ou à entrada de argilas (mais radioativas).

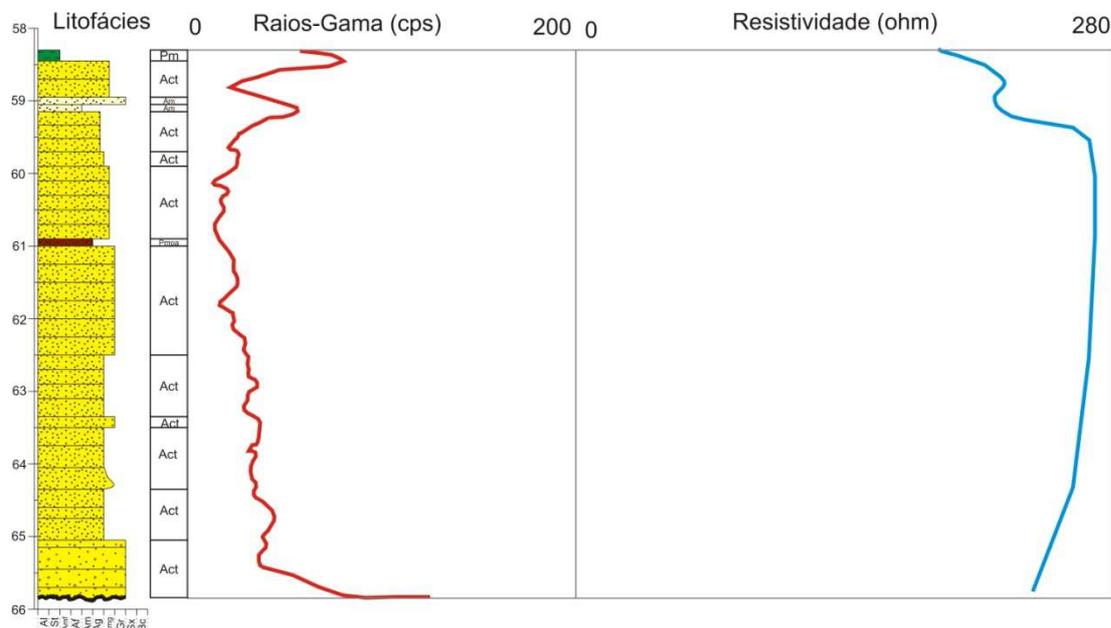


Figura 49. Exemplo de perfis litológico e geofísicos da Associação de Fácies 2 (Poço LM-04), mostrando o empilhamento espesso de litofácies Act. As litofácies em amarelo são Act, as litofácies em amarelo claro são Am, a litofácies em marrom é Pmoa e a litofácies em verde é Pm.

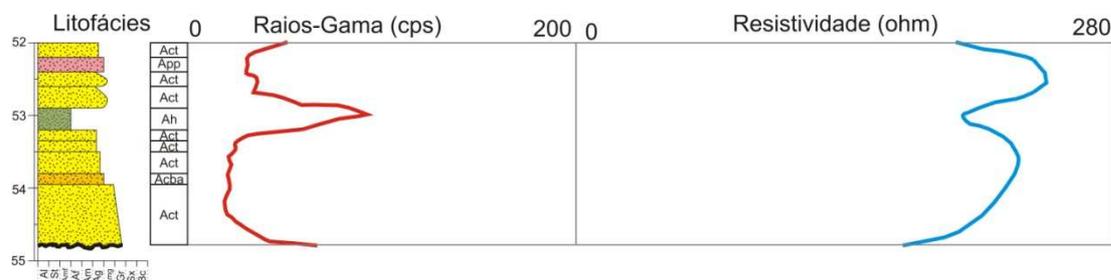


Figura 50. Exemplo de perfis litológico e geofísicos da Associação de Fácies 2 (Poço LM-04), mostrando o empilhamento granodécrescente das litofácies Act e Acba. As litofácies em amarelo são Act, a litofácies em laranja é Acba, a litofácies em verde claro é Ah (Af5) e a litofácies em rosa é App.

### 3.2.2.2. Interpretação

A presença de corpos arenosos limitados por superfícies basais erosivas, compostos predominantemente por estruturas trativas (Tabela 11) dispostas em sets com orientação unidirecional das paleocorrentes (Figura 48), sugere a deposição em canais fluviais (Collinson, 1996; Khan, *et al.*, 1997; e Ray & Chakraborty, 2002).

Nos corpos caracterizados no afloramento Morro do Papaléo e na seção inferior descrita dos testemunhos observa-se o empilhamento de arenitos sem

tendência granulométrica clara, com diâmetro médio dos clastos em torno de 2mm e presença subordinada de clastos tamanho seixo. Essas características são típicas de um sistema de alta energia que pode ser decorrente do alto gradiente do rio ou de uma alta descarga, indicando que estes depósitos podem estar associados a canais entrelaçados (Selley, 1970; Reineck & Singh, 1980; e Galloway & Hobday, 1996). No entanto essa afirmação será esclarecida a seguir neste estudo, quando analisarmos os elementos arquiteturais e o estilo fluvial do afloramento Morro do Papaléo.

Diferentemente do terço inferior dos testemunhos descritos, a Af2 nos terços intermediário e superior (Figura 71) é caracterizada por ter espessura menor e por apresentar uma granodecrescência ascendente mais evidente, chegando à litofácies finas (arenitos muito finos e pelitos). Além disso, ocorre uma maior variabilidade nas estruturas das litofácies, por vezes interdigitando-se com as Af5 (Figura 50) e Af6 (serão descritas mais abaixo). Sendo assim, interpreta-se que a energia do sistema nestes intervalos era menor, podendo isto estar associado a uma baixa declividade do substrato e estes depósitos serem de barras em pontal em canais sinuosos (Selley, 1970; Reineck & Singh, 1980; e Galloway & Hobday, 1996). Mas essa afirmação não tem maiores comprovações, pois não foram analisados afloramentos deste intervalo.

Internamente aos canais arenosos levantados em perfis no afloramento Morro do Papaléo e interpretados nos testemunhos se identificam duas hierarquias de superfícies de Miall (1991): a primeira ordem e a segunda ordem (Figura 4 e Tabela 9). As superfícies de 1ª ordem são identificadas quando se empilham litofácies de mesmo processo deposicional, não havendo mudança de regime de fluxo (base da Figura 49 e perfis das Figura 61, Figura 62 e Figura 63 – Miall, 1991; Davies *et al.*, 1993). Já as superfícies de 2ª ordem ocorrem quando na sucessão vertical de litofácies há mudanças frequentes no regime de fluxo (topo da figura 49 e perfis das Figura 61, Figura 62 e Figura 63 – Miall, 1991; Saunderson & Lockett, 1983; Roe, 1987; e Chakraborty & Bose, 1992). Os níveis delgados de pelitos identificados dentro dos canais fluviais provavelmente significam rápidos momentos de diminuição significativa na energia das correntes, podendo a superfície que sobrepõe estes sedimentos ser chamada de superfície de 3ª ordem, segundo (Miall, 1991) (Figura 4 e perfis das Figura 61, Figura 62 e Figura 63).

### 3.2.3. Associação de Fácies 3 (Af3)

A Associação de Fácies 3 foi identificada claramente somente no Afloramento Morro do Papaléo, nos testemunhos sua ocorrência é muito delgada entre a Af2.

### 3.2.3.1. Descrição

A Af3 é caracterizada por depósitos finos que estratigraficamente estão intercalados com os corpos arenosos da Af2, podendo, em alguns locais, estar disposta diretamente sobre a Af1 (p.ex. Figura 63, Fotomosaico 5).

Esta associação de fácies forma pacotes lenticulares de até 3,2m de espessura e 192m de extensão lateral, preenchidos pelas litofácies Am (7%), App (13%), Pmoa (36%), Ppp (38%), Pm (2%) e L (4%) (Tabela 12), as quais podem se organizar em duas sucessões verticais. A primeira é composta por depósitos eminentemente de finos (litofácies Pmoa, Ppp, Pm), que não definem uma tendência granulométrica e têm até 1,9m de espessura (Figura 63, Perfil 6), por vezes ocorrendo horizontes ricos em lateritos esferoidais (com em média 0,7m de diâmetro), lateralmente intercalados com a litofácies Ppp. Nessa sucessão vertical Vieira & Iannuzzi (2000) e Iannuzzi *et al.* (2003) descrevem abundantes marcas de fragmentos de vegetais lenhosos representantes dos grupos pteridofíticos concordantes com a laminação, caracterizando a biozona *Glossopteris/Rhodopteridium*. A segunda é composta pelas litofácies Am, App, Pmoa e Ppp, estruturadas em uma sucessão de granocrescência ascendente, formando ciclos com espessuras máximas de 1,3m (Figura 61, Perfil 3).

Litofácies	Quantidade	Percentual (%)	Tipo de transporte		Granulometria	
Am	3	7	Tração	56%	Grossos	20%
App	6	13				
Pmoa	16	36				
Ppp	17	38				
Pm	1	2	Suspensão	44%	Finos	80%
L	2	4				
TOTAL	45	100				

Tabela 12. Quantificação das litofácies externas aos canais arenosos do afloramento Morro do Papaléo, mostrando o tipo de mecanismo de transporte e a granulometria predominante.

### 3.2.3.2. Interpretação

A intercalação desta associação com corpos arenosos de canais fluviais permite interpretá-los como depósitos externos ao canal (*overbank*) (Ray & Chakraborty, 2002). Os sedimentos finos dos pacotes sem variações verticais de

granulometria são entendidos como depósitos de planície de inundação, formados pelo assentamento gravitacional de partículas. A presença de lateritos associado à abundância de marcas de plantas concordantes com a laminação (Vieira & Iannuzzi, 2000; e Iannuzzi et al., 2003) indicam corpos lacustres rasos com exposição subaérea. O fato destas concreções lateríticas intercalarem-se lateralmente com pelitos sem desenvolvimento de horizontes pedogenéticos e com a preservação das estruturas primárias indicam a formação de paleossolos imaturos (Bown, 1986; e Kraus, 1987). As sucessões de granocrescência ascendente são interpretadas como depósitos de extravasamento de canal (*crevasse splay*) que progradam sobre sedimentos finos de planície de inundação (Miall, 1996; Collinson, 1996; Bristow et al., 1999; Jo & Chough, 2001 – Figura 2 e Tabela 3). Esta interpretação é corroborada pelos dados de paleocorrentes, visto que os depósitos de extravasamento apresentam uma dispersão de quase 180°, mas com um vetor médio para 272° (Figura 51) formando um ângulo de cerca de 40° em relação ao sentido de fluxo no canal (Figura 48).

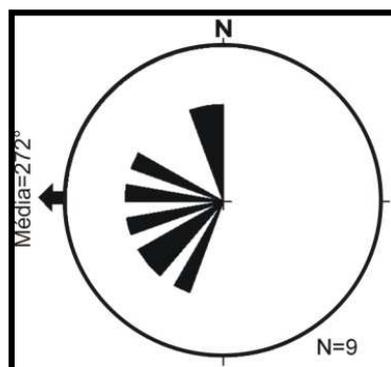


Figura 51. Diagrama de rosetas das 9 medidas corrigidas de paleocorrentes em marcas onduladas assimétricas (*ripples*) da Af3 no afloramento Morro do Papaléo.

### 3.2.4. Associação de Fácies 4 (Af4)

A Associação de Fácies 4 foi identificada somente no testemunho LM-09 (Figura 71).

#### 3.2.4.1. Descrição

A Af4 é formada pelas litofácies Act (88%), App (3%) e Pm (8%), as quais se arranjam verticalmente em uma tendência granocrescente ascendente. Essa granocrescência se inicia com a litofácies fina (Pm) e depois é dada principalmente

pelo tamanho máximo dos clastos dos arenitos conglomeráticos, que vão de 1cm a 4cm.

Com relação às características dos perfis geofísicos, esta associação não mostra uma feição típica de raios-gama e nem de resistividade (Figura 52). Talvez, porque os clastos grandes têm composição granítica podendo mascarar a feição de diminuição de raios-gama para o topo esperada em sucessões de granocrescência ascendente.

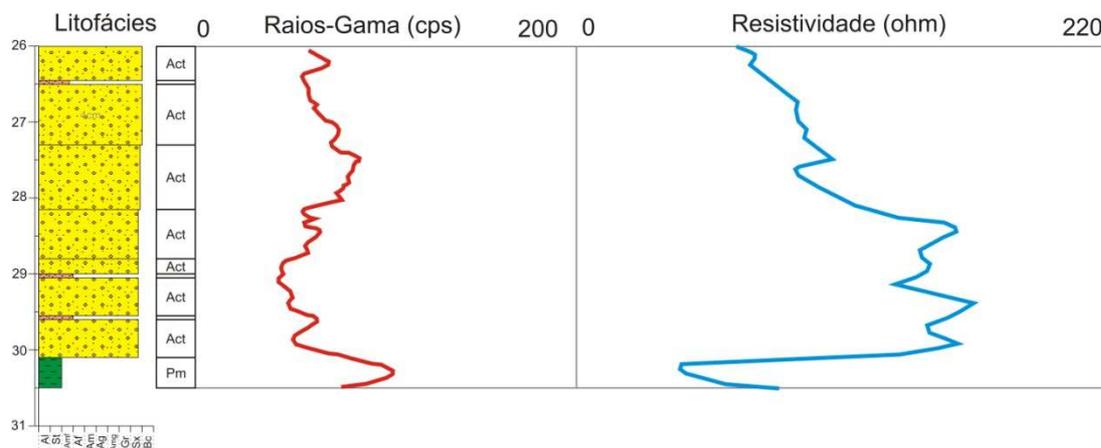


Figura 52. Exemplo de perfis litológico e geofísicos da Associação de Fácies 4 (Poço LM-09), mostrando o padrão granocrescente das litofácies. As litofácies em amarelo são Act, a litofácies em verde é Pm e as litofácies em rosa são App.

#### 3.2.4.2. Interpretação

A tendência granocrescente ascendente com a sobreposição de litofácies que indicam migração de dunas subaquosas fluviais sobre litofácies de deposição em corpos de água calmos levam a interpretação de um ambiente deltaico (Reineck & Singh, 1980; e Nichol et al., 1997). Associado a estas características, a correlação estratigráfica no paleovale Leão-Mariana Pimentel deu suporte a esta interpretação, o que no item apropriado deste trabalho será explicado.

#### 3.2.5. Associação de Fácies 5 (Af5)

A Associação de Fácies 5 (Af5) foi descrita nos dois testemunhos (poços LM-04 e LM-09) e identificada nos outros poços deste estudo (LM-05 e LM-10). No afloramento Morro do Papaléo, esta associação não foi descrita neste trabalho, e para identificá-la foi utilizado a informação de Iannuzzi *et al.* (2003).

### 3.2.5.1. Descrição

A Af5 é composta pelas fácies Ah (76%), Aw (17%), Pm (5%) e PI (2%), que se organizam verticalmente, predominantemente, em sucessões granodecrescentes ascendentes (Figura 53 e Figura 54). A espessura máxima constatada dessa associação é em torno de 4,6m (Figura 53) e a mínima chega a 0,3m (Figura 71, poço LM-04), quando se interdigita com a Af2.

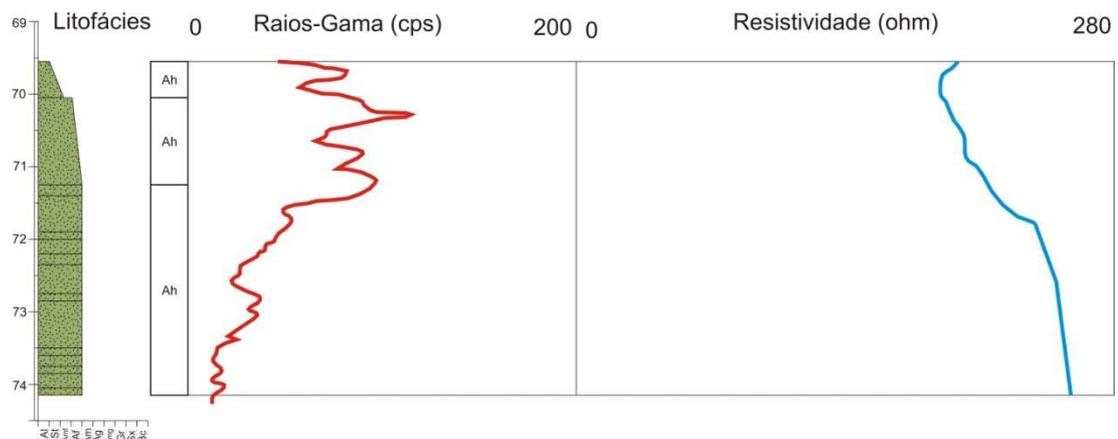


Figura 53. Exemplo de perfis litológico e geofísicos da Associação de Fácies 5 (Poço LM-04), mostrando o padrão granodecrescente das litofácies. As litofácies em verde claro são Ah.

As fácies Ah, Aw e PI podem ser descritas simplificadaamente como heterolitos de arenitos e pelitos, onde a Ah tem proporção maior de arenitos e a PI tem proporção maior de pelitos, tendo a Aw mesma proporção das duas litologias. Estas fácies podem constituir um desses empilhamentos granodecrescentes, na seguinte ordem da base para o topo: Ah-Aw-PI (Figura 54).

Nas litofácies Ah a intercalação de arenitos e pelitos é centimétrica a decimétrica (Figura 55A), podendo as fácies pelíticas serem substituídas por material mais grosso rico em matéria orgânica. Além disso, a Ah mostra superfícies de reativação com aumento da inclinação dos *foresets* de estruturas cruzadas tangenciais (Figura 55B). Outra característica desta litofácies é a presença de bioturbação (Figura 55C).

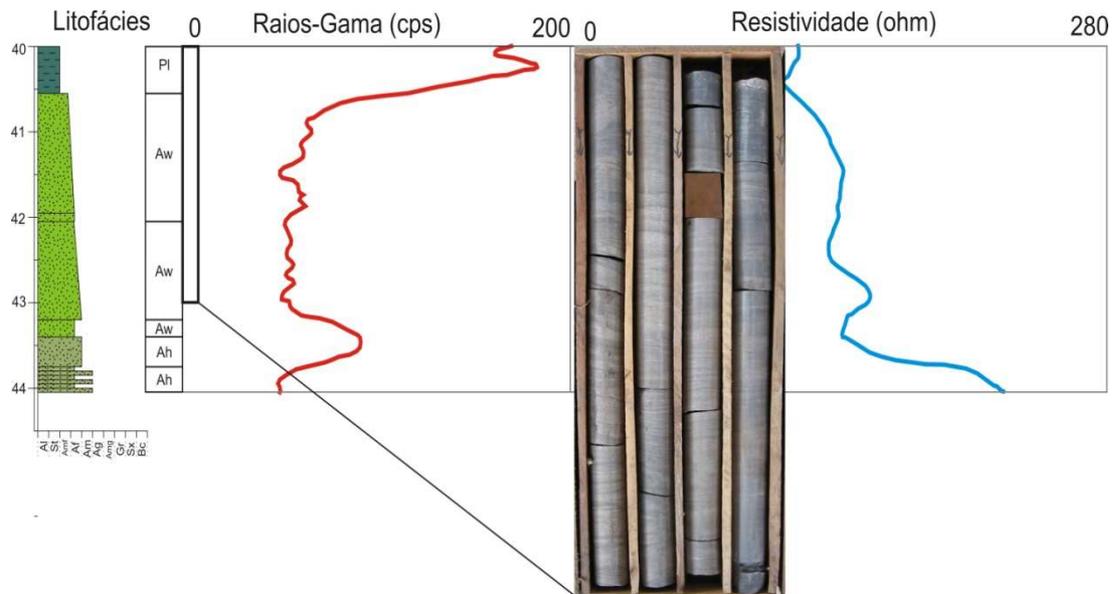


Figura 54. Exemplo de perfis litológico e geofísicos e testemunho da Associação de Fácies 5 (Poço LM-04), mostrando o padrão granodrecrescente entre as litofácies Ah (verde claro), Aw (verde-limão) e PI (Verde-escuro).

As litofácies Aw, diferentemente das litofácies Ah, mostram uma intercalação milimétrica a centimétrica de arenitos finos e pelitos. Uma feição importante desta litofácies é a estrutura de *current ripples* com seus *foresets* interdigitados no material mais fino (Figura 55D).

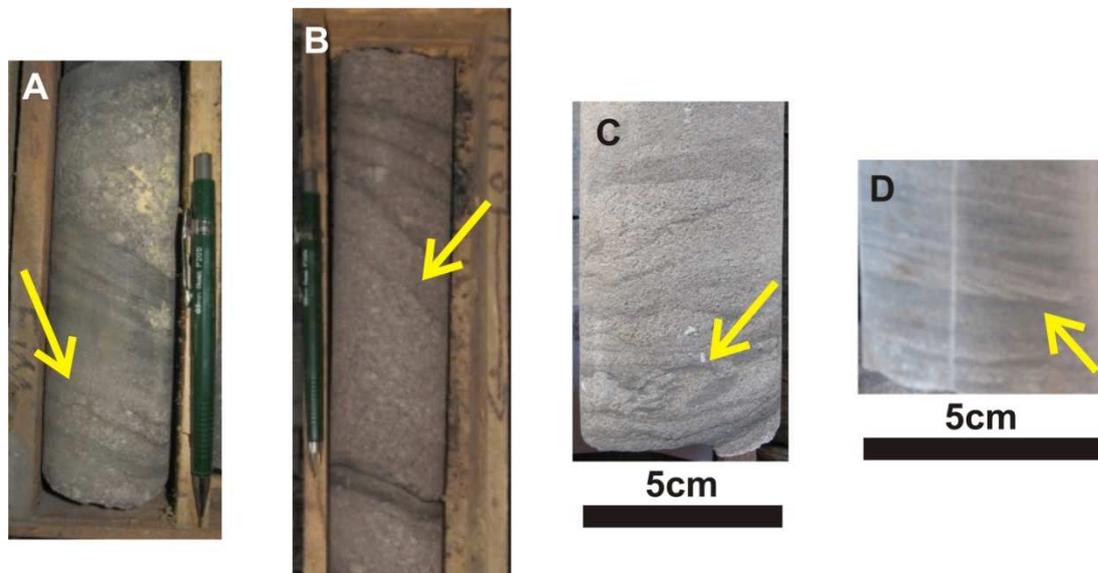


Figura 55. (A) Testemunho do poço LM-09 (Prof. ~52,1m) ilustrando a litofácies Ah com intercalação centimétrica de arenito grosso com pelito rico em matéria orgânica (seta amarela). (B) Testemunho do poço LM-09 (Prof. ~52,5m) ilustrando a litofácies Ah com superfície de reativação (seta amarela). (C) Testemunho do poço LM-04 (Prof. ~73,7m) ilustrando a litofácies Ah com bioturbação (seta amarela). (D) Testemunho do poço LM-04 (Prof. ~51,7m) ilustrando a litofácies Aw com interdigitação de material argiloso com os *foresets* da *current ripple* (seta amarela).

A Af5 por vezes sobrepõe a Af7, como observado no poço LM-09 (Figura 71), mas de uma forma geral ela tende a estar sobreposta a Af2 (Figura 71).

Os perfis geofísicos da Af5 têm raios-gama com valores um pouco mais altos que os valores da Af2 e frequentemente mostram uma leve tendência de aumento para o topo, enquanto que a resistividade tem valores um pouco mais baixos que Af2 e uma leve tendência de diminuição dos valores para o topo (Figura 53 e Figura 54). Esses padrões são claros nos poços LM-04, LM-05 e LM-10, mas no poço LM-09 a sua identificação não é fácil porque nesse poço há uma intercalação mais delgada de granulometrias (Figura 56), de litofácies e também de associações de fácies.

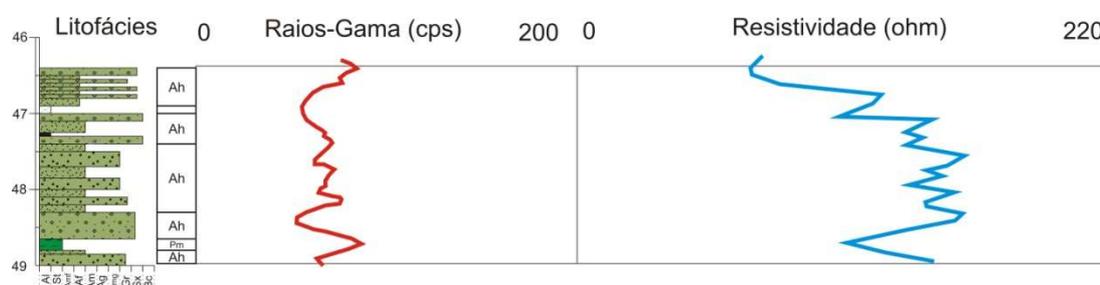


Figura 56. Exemplo de perfis litológico e geofísicos da Associação de Fácies 5 (Poço LM-09), mostrando a alta intercalação granulométrica. As litofácies em verde claro são Ah e a litofácies em verde é Pm.

### 3.2.5.2. Interpretação

A Af5 é interpretada como sendo depositada em canais fluviais com influência de maré (Martinsen *et al.*, 1999; Yoshida, 2000; Plink-Björklund, 2005; Van den Berg *et al.*, 2007; Fischbein *et al.*, 2009; e Martinius & Gowland, 2011). Esta definição é baseada nas seguintes características observadas neste estudo:

- 1) a presença de litofácies heterolíticas (Ah, Aw e Pl) indicando uma alternância de altíssima frequência de momentos com alta energia, associados a migração de dunas e antidunas subaquosas (estratificações cruzadas e de baixo ângulo), com momentos de baixa energia, associados a paradas na sedimentação ou a deposição de material pelítico delgado entre *sets* e inclusive nos *foresets* das dunas (Figura 12 – Martinsen *et al.*, 1999; Yoshida, 2000; Plink-Björklund, 2005; Van den Berg *et al.*, 2007; Fischbein *et al.*, 2009; e Martinius & Gowland, 2011);
- 2) as superfícies de reativação ilustrando a retomada da deposição após sua parada (Figura 11 - Martinsen *et al.*, 1999; Yoshida, 2000; Plink-Björklund, 2005; Van den Berg *et al.*, 2007; e Martinius & Gowland, 2011);

- 3) as *current ripples* com interdigitação nas litofácies pelíticas, evidenciando mais uma vez diminuições de altíssima frequência na energia do sistema (Figura 13 – Van den Berg *et al.*, 2007);
- 4) as bioturbações, apesar de não identificado o tipo, também podem ilustrar a diminuição momentânea de energia do sistema fluvial;

Não foram identificadas estruturas que indicassem fluxos bidirecionais, principalmente porque a fonte de informação de litofácies foram os testemunhos, os quais não estavam orientados geograficamente. De qualquer forma a não ocorrência de fluxos reversos não significa que não tenha influência de maré. Isto porque dentro do modelo proposto por Dalrymple & Choi (2007) existe um intervalo onde a maré modula o fluxo fluvial, mas não o inverte (Figura 9B e C).

A tendência granodecrescente das fácies mostrando que houve uma diminuição gradativa de energia para o topo pode indicar que na Af5 ocorram barras em pontal que estão associadas e à migração lateral de canais sinuosos.

### 3.2.6. Associação de Fácies 6 (Af6)

A Associação de Fácies 6 foi descrita nos testemunhos dos poços LM-04 e LM-09 e foi identificada nos poços LM-05 e LM-10. No afloramento Morro do Papaléo interpretou-se poucos metros do que poderia ser a Af6.

#### 3.2.6.1. Descrição

A Af6 é composta em maior abundância pelas litofácies Pm e C, e raramente pela litofácies Pl, tendo espessura máxima descrita, no testemunho do poço LM-04 (Figura 71), de 5,6m e espessura máxima interpretada, nos perfis do poço LM-10 (Figura 71), de aproximadamente 23m. A espessura mínima desta associação de fácies chega a 0,3m, no afloramento Morro do Papaléo (Figura 71).

As litofácies Pm são caracterizadas por sedimentos de tamanho argila, silte e mais raramente arenito muito fino, ricos em matéria orgânica, os quais podem se organizar em laminações plano-paralelas (Figura 57A), em laminações levemente onduladas truncadas (Figura 57B), ou então serem maciças (Figura 57A). Sugestões de bioturbações na litofácies Pm são observadas (Figura 57A)

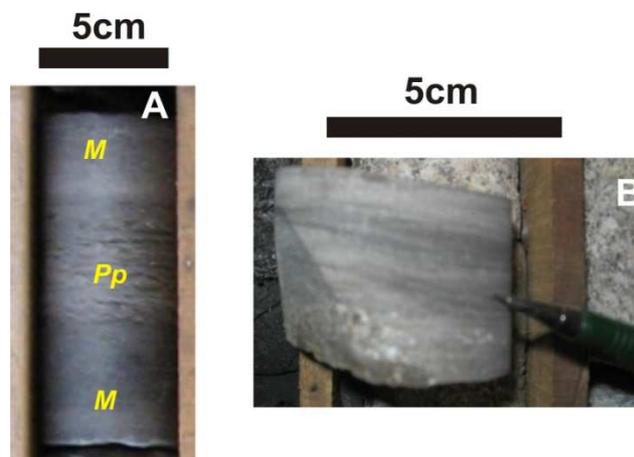


Figura 57. (A) Testemunho do poço LM-04 (Prof. ~23,3m) ilustrando a litofácies Pm maciça (*M*) e com laminação plano-paralela com sugestões de bioturbação (*Pp*). (B) Testemunho do poços LM-09 (Prof. ~45m) ilustrando a litofácies Pm com laminações onduladas truncadas.

Intercalado às fácies Pm ocorrem carvões, podendo estes serem bastante delgados com 10cm de espessura (p.ex. no poço LM-10 da Figura 71), ou mais espessos chegando a 1m (poço LM-10 da Figura 71).

Quando a Af6 é sobreposta pela a Af2, por vezes, desenvolvem-se lateritos tabulares (0,05m a 0,2m de espessura) associados com a formação incipiente de solos, como observado no afloramento Morro do Papaléo (Figura 61, Perfis 2 e 7; Figura 62, Perfil 1; e Figura 63, Perfis 6 e 4). No entanto, sua continuidade lateral é pequena, dezenas de metros, pois a Af2 é muito erosiva e acaba removendo essa feição.

Na Af6 os valores de raios-gama (RG) dos poços mostram uma variação considerável, indo de 25 cps até 220 cps (poço LM-04 da Figura 71). Apesar disso, na maior parte dos casos a Af7 tem valores de RG relativamente mais altos que os das outras associações de fácies.

No afloramento Morro do Papaléo foi corrido raios-gama espectral, e amostrado um pico de raios-gama total de 315 cps, equivalente a Af7 (Figura 71). Nesse pico é constatada uma contribuição relativa muito maior de urânio que de tório (curva de razão tório/urânio da Figura 71).

A resistividade na Af6 mostra um padrão claro, de baixos valores (Figura 71). No entanto quando ocorrem carvões a resistividade tende a ter valores altos (Figura 58).

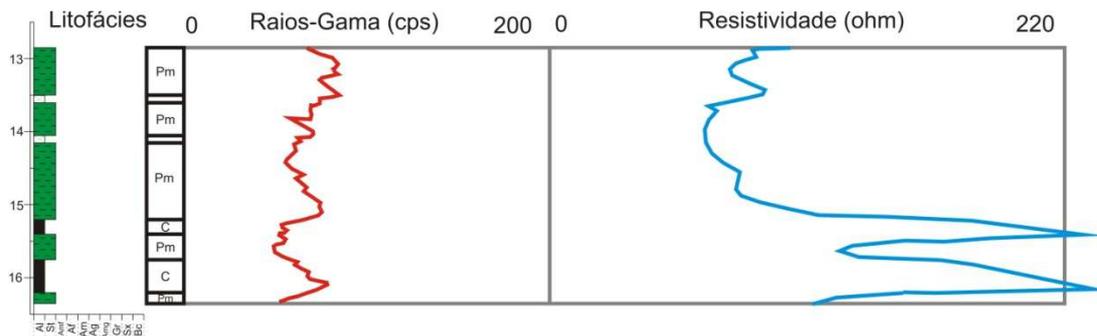


Figura 58. Exemplo de perfis litológico e geofísicos da Associação de Fácies 7 (Poço LM-09). As litofácies em verde são Pm e as litofácies em preto são C.

### 3.2.6.2. Interpretação

A presença de litofácies que indicam sedimentação em um corpo de água calmo (Litofácies Pm maciça e com laminação plano-paralela), que por vezes pode sofrer fraca ação de ondas (litofácies Pm com laminação ondulada truncada) ou de marés (litofácies Pl), que sofre raras bioturbações, que em alguns locais consegue acumular material vegetal (litofácies C) e que em alguns momentos da evolução estratigráfica sofre exposição subaérea (litofácies L), faz com que se interprete a Af7 como depósitos estuarinos/lagunares (Figura 7 – Dalrymple *et al.*, 1992; Nichol *et al.*, 1997; e Heap *et al.*, 2001).

Os valores de urânio relativamente mais altos que os de tório, observados nos perfis de raios-gama espectral corridos no afloramento Morro do Papaléo, e a grande quantidade de matéria orgânica encontrada nesta associação de fácies indicam que este estuário por vezes atingiu situações de baixíssima oxigenação (Myers & Wignall, 1987; e Anderson & Worden, 2004).

Nesta associação de fácies estão incluídos os depósitos de bacia central do estuário (Figura 7) e os depósitos de planícies do estuário, tanto da borda lateral quanto os da cabeceira associados ao sistema fluvial com influência de maré (Figura 7).

### 3.2.7. Associação de Fácies 7 (Af7)

A Associação de Fácies 7 foi identificada somente no topo do testemunho do poço LM-04 (3,5m de espessura).

### 3.2.7.1. Descrição

Ela é composta somente pela litofácies Am<sub>q</sub>, e sua característica distintiva das outras associações de fácies é a composição quartzosa de seus clastos e o seu padrão de raios-gama com valores muito baixos (próximo de zero) (Figura 59).

### 3.2.7.2. Interpretação

A composição quartzosa indica que houve uma mudança da fonte de sedimentos em relação às outras associações de fácies (fonte quartzo-feldspática). Essa mudança é interpretada aqui, como causada por uma retrogradação dos sistemas fluviais e estuarinos e o estabelecimento de sistemas de *shoreface superior* ou até de barreira/laguna (*foreshore*). Esta interpretação está de acordo com o modelo de evolução paleogeográfica de Holz (1999), descrito no item 1.5.3, que assume uma transgressão da linha de costa de até 100km em direção ao continente.

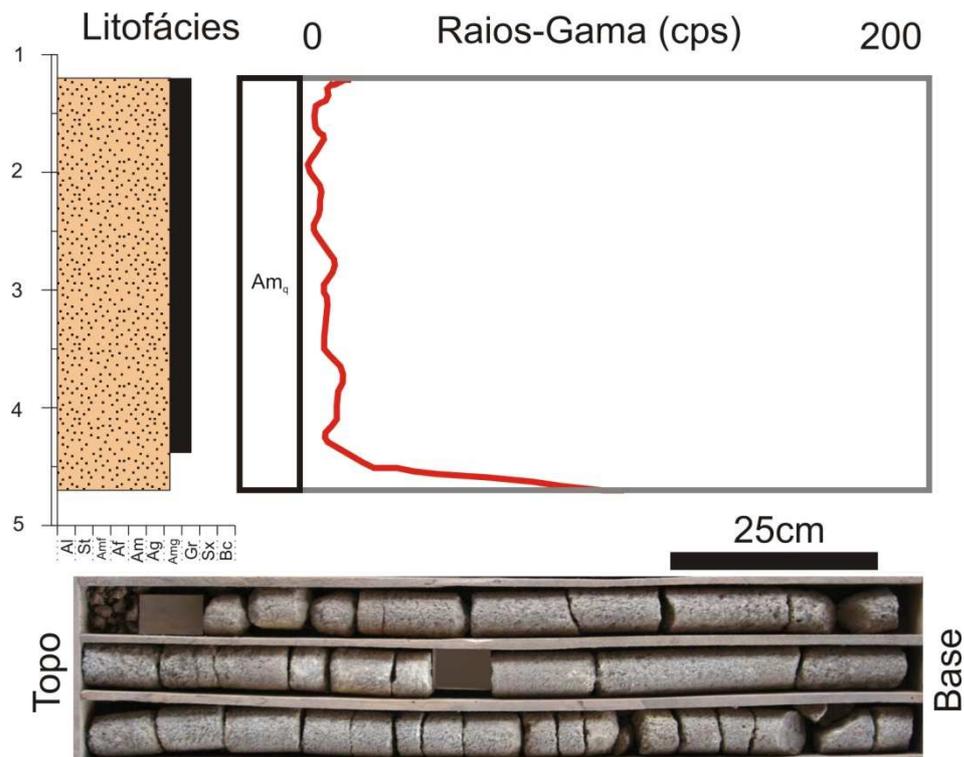


Figura 59. Exemplo de perfil litológico, testemunho e de perfil de raios-gama da Associação de Fácies 8 (Poço LM-04). Barra vertical preta é a posição do testemunho. Am<sub>q</sub> = arenito maciço quartzoso.

### 3.2.8. Associação de Fácies 8 (Af8)

A Associação de Fácies 8 não ocorre nos testemunhos dos poços LM-04 e LM-09 e nem no afloramento Morro do Papaléo. Somente o poço LM-10, testemunho não descrito neste estudo, amostrou esta associação. Por isso sua identificação foi baseada na correlação do perfil de raios-gama do poço LM-10 com os poços do trabalho de Lopes *et al.* (2003).

### 3.2.8.1. Descrição

Se analisarmos a Figura 60, perceberemos a semelhança existente entre os padrões do perfil de raios-gama (RG) do poço LM-10 com os perfis de RG dos poços IB-194 e IB-156:

- porção inferior (cinza escuro) com valores de RG mais baixos e com um padrão mais serrilhado, associado aos sistemas fluviais e deltaicos;
- uma porção intermediária (cinza claro) com valores de RG relativamente mais altos, associados ao sistema lagunar/paludal;
- e uma porção superior (verde) com valores de RG intermediários e com um padrão quase reto, sem muita variação, associado ao sistema de costa afora (como chamam Lopes *et al.*, 2003).

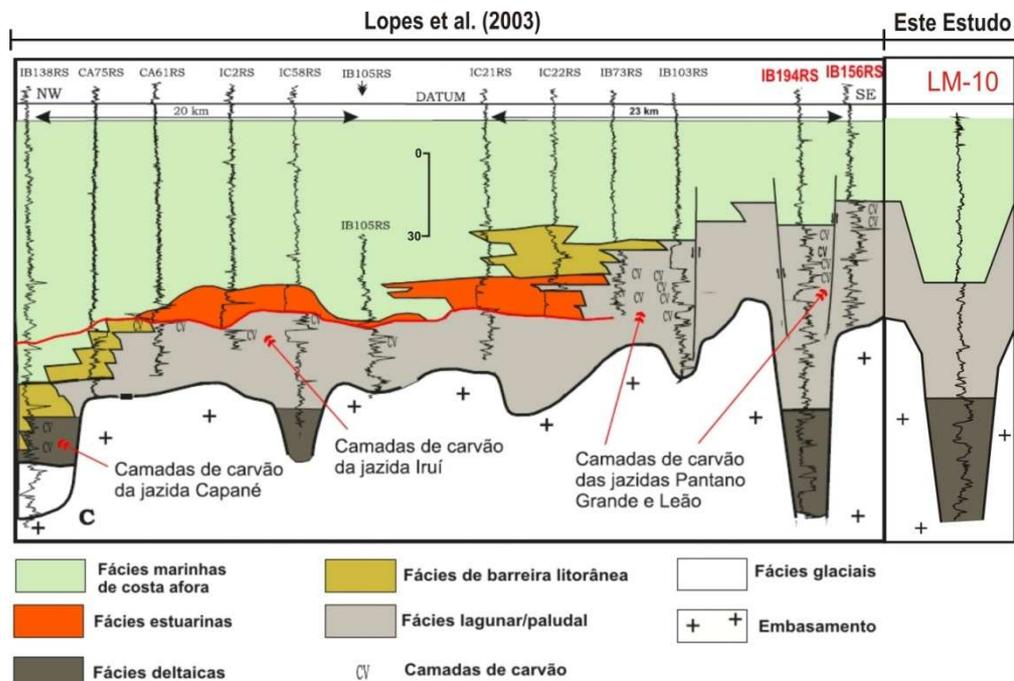


Figura 60. Seção paleoambiental da Formação Rio Bonito entre as jazidas de Capané (poços a NW), Iruí (poços Centrais) e Pantano Grande (poços a SE) (modificado de Lopes *et al.*, 2003). E a correlação de perfis feita neste estudo entre esta seção paleoambiental e o poço LM-10. Para localização ver Figura 22B e D.

### 3.2.8.2. Interpretação

Por essa correlação descrita acima, pela análise da descrição litológica feita pela CPRM e pela correlação do poço LM-10 com os outros poços deste estudo caracterizou-se a Associação de Fácies 9 como sendo de depósitos de *shoreface inferior* (Figura 71).

## 3.3. Elementos Arquiteturais

Os elementos arquiteturais foram identificados somente para o sistema fluvial (Af2 e Af3) aflorante no Morro do Papaléo. Isto foi feito a partir de fotomosaicos e de seções de GPR. A definição destes elementos arquiteturais foi baseada na classificação de Miall (1996) e de outros autores, como por exemplo, Halfar et al., 1998; Hornung & Aigner, 1999; Yoshida, 2000; e Jo & Chough, 2001. As interpretações foram realizadas aplicando-se os critérios de Miall (1985) de identificação de elementos arquiteturais, descritos no item 1.3.1.2. Além disso, procurou-se hierarquizar as superfícies que constroem a arquitetura deposicional deste sistema segundo Miall (1988 e 1991) (item 1.3.1.4 – Figura 4).

### 3.3.1. *Fotomosaicos*

Analisando-se os fotomosaicos (Figura 61, Figura 62 e Figura 63) das exposições do Morro do Papaléo percebe-se uma superfície bastante erosiva (limite entre as sequências II e III de Iannuzzi *et al.*, 2003 – Figura 30) que separa acima dela os depósitos fluviais (Figura 61, Figura 62 e Figura 63 – Af2 e Af3) e abaixo dela os depósitos de leques deltaicos (Figura 61, Figura 62 e Figura 63 – Af1). Na porção dos depósitos fluviais identificaram-se as principais discontinuidades expostas tanto do lado oeste quanto do lado leste do afloramento. Assim sendo, utilizando-se do sentido das paleocorrentes, da inclinação das camadas e de software de visualização tridimensional, correlacionaram-se as discontinuidades de um lado com o outro do afloramento (Figura 64). Com isso foi possível o mapeamento e individualização de treze canais arenosos (Figura 61, Figura 62 e Figura 63) e de sete depósitos argilo-arenosos externos aos canais (Figura 61, Figura 62 e Figura 63). Buscou-se separar canais simples (*sensu* Friend *et al.* 1979)

ou *single-story* (*sensu* Potter, 1967), ou seja, mesmo os corpos arenosos amalgamados foram individualizados.

As superfícies irregulares e levemente convexas para cima que limitam a base dos canais *single-story* foram classificadas como de 5ª ordem (Miall, 1988) (Figura 61, Figura 62 e Figura 63). No entanto é notável na Figura 64 que estes canais formam, no mínimo, dois complexos de canais (*sensu* Friend *et al.* 1979) ou canais *multistory* (*sensu* Potter, 1967), os quais são separados por um nível mais expressivo de depósitos externos ao canal (verde na figura). E quando se faz a correlação do afloramento Morro do Papaléo com os quatro poços deste estudo (Figura 71), percebe-se que a superfície de base dos canais *multistory* da porção superior do afloramento (canais 9, 10, 11, 12 e 13) tem uma boa continuidade lateral na bacia (no mínimo 7km na direção ESE-WNW), o que leva a classificá-la como uma superfície de 6ª ordem (Figura 61, Figura 62 e Figura 63), de hierarquia similar a superfície de base dos canais *multistory* associada ao limite da sequência III de Iannuzzi, *et al.* (2003) (canais 1, 3, 4, 6, 7 e 8 das Figura 61, Figura 62 e Figura 63).

Algumas superfícies de 4ª ordem também foram passíveis de identificação nos fotomosaicos (Figura 61, Figura 62 e Figura 63). Estas superfícies são convexas para cima e limitam o topo dos canais com os depósitos externos aos canais.

Nos perfis litológicos do afloramento, além de identificar as superfícies de 1ª ordem e de 2ª ordem como descrito anteriormente, foram feitas inferências de superfícies de 3ª ordem (Figura 61, Figura 62 e Figura 63). Estas superfícies caracterizam-se por serem erosivas e cortarem em baixo ângulo os *sets* e *cosets* de fácies internos a um elemento arquitetural (item 1.3.1.4 e Figura 4). No entanto, deixa-se uma dúvida a respeito de sua existência, pelo fato de sua identificação segura estar associada à delimitação de elementos arquiteturais, e isso não ter sido possível nos fotomosaicos das exposições do Morro do Papaléo, pois elas estavam muito mascaradas por poeira, musgos e líquens.

### 3.3.2. Seções de GPR

Por causa da dificuldade de identificação dos elementos arquiteturais nos fotomosaicos fizeram-se três seções de GPR (*ground penetrating radar*) no topo do afloramento Morro do Papaléo (Figura 65).

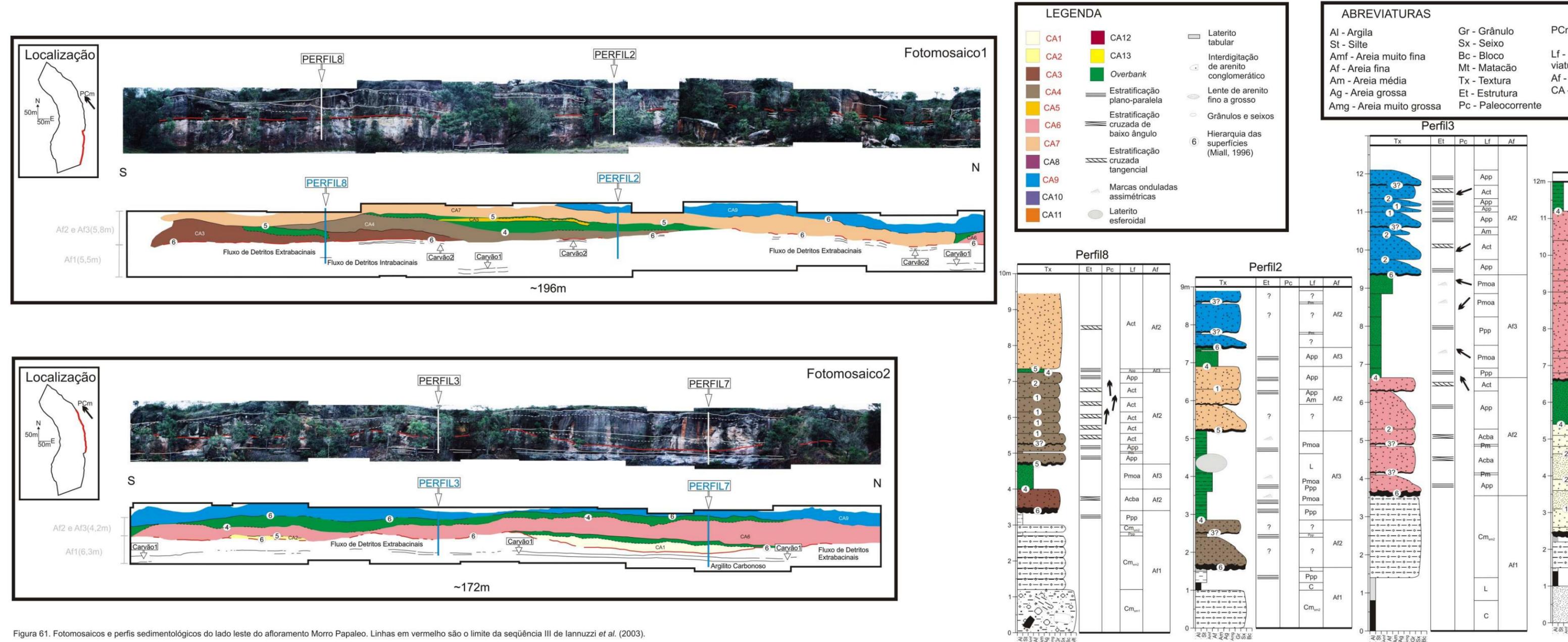
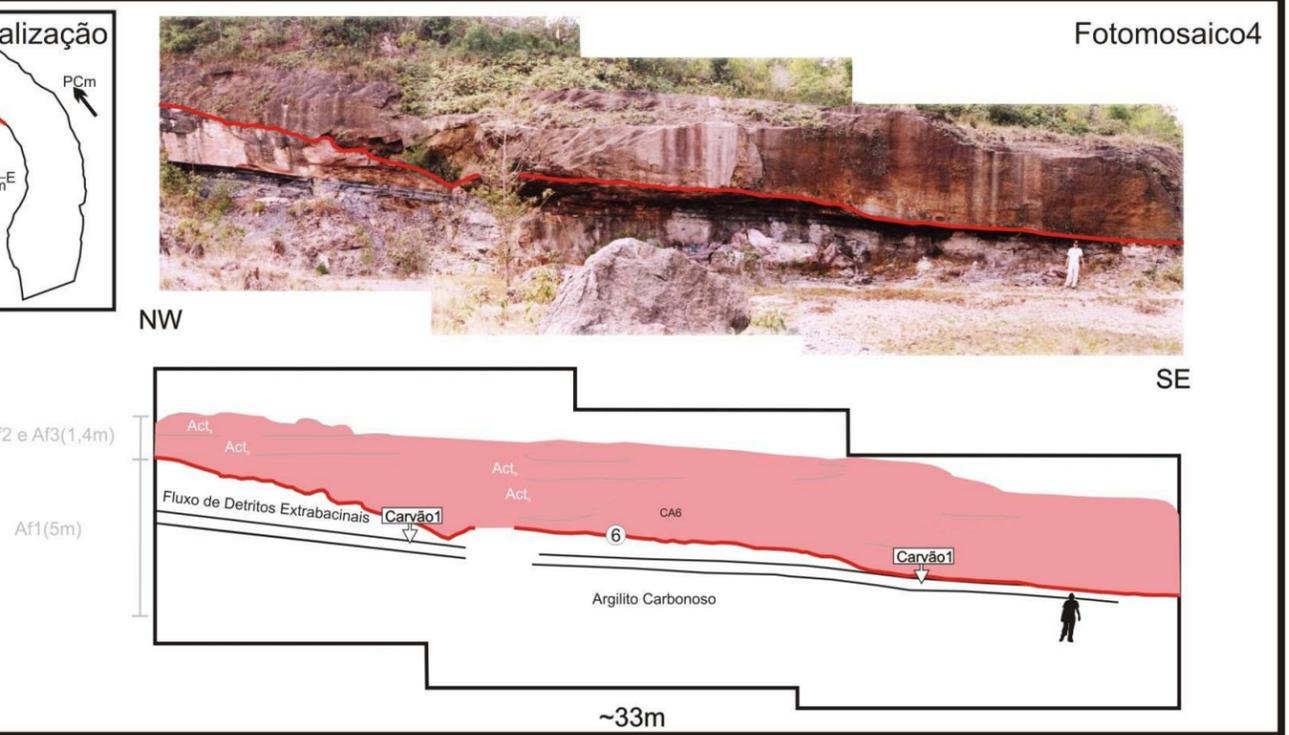
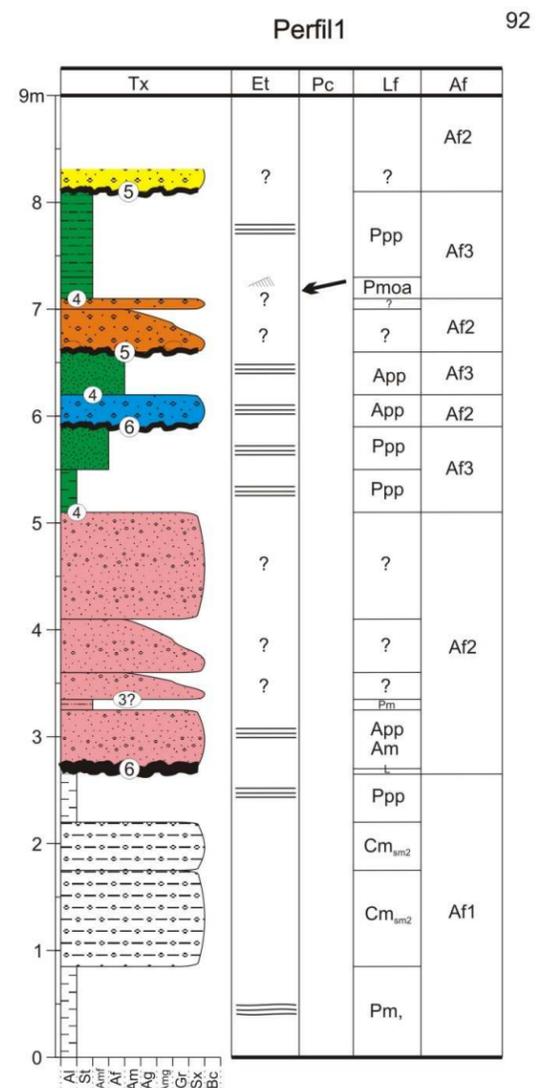
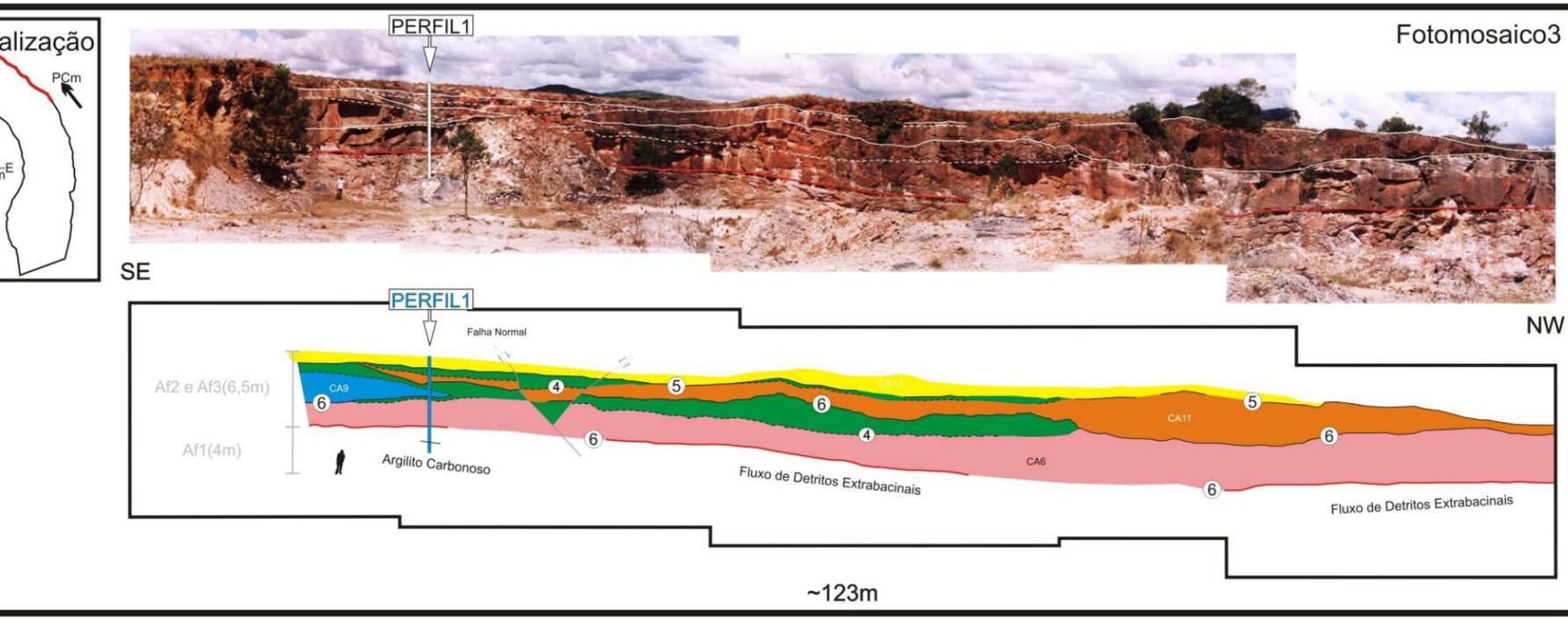


Figura 61. Fotomosaicos e perfis sedimentológicos do lado leste do afloramento Morro Papaleo. Linhas em vermelho são o limite da seqüência III de Iannuzzi et al. (2003).

Fotomosaicos e perfis sedimentológicos do lado leste do afloramento Morro Papaleo. Linhas em vermelho são o limite da seqüência III de Iannuzzi et al. (2003).



**LEGENDA**

CA1	Estratificação cruzada de baixo ângulo
CA2	Estratificação cruzada tangencial
CA3	Marcas onduladas assimétricas
CA4	Laterito esferoidal
CA5	Laterito tabular
CA6	Interdigitação de arenito conglomerático
CA7	Lente de arenito fino a grosso
CA8	Grânulos e seixos
CA9	Hierarquia das superfícies (Miall, 1996)
CA10	
CA11	
CA12	
CA13	
Overbank	
	Estratificação plano-paralela

**ABREVIATURAS**

Al - Argila	Tx - Textura
St - Silte	Et - Estrutura
Amf - Areia muito fina	Pc - Paleocorrente
Af - Areia fina	PCm - Paleocorrente Média
Am - Areia média	Lf - Litofácies (suas abreviaturas estão na tabela10)
Ag - Areia grossa	Af - Associação de Fácies
Amg - Areia muito grossa	CA - Corpo "Arenoso"
Gr - Grânulo	
Sx - Seixo	
Bc - Bloco	
Mt - Matação	

2. Fotomosaicos e perfis sedimentológicos do lado leste (Fotomosaico 3) e do lado oeste (Fotomosaico4) do afloramento Morro Papaleo. Linhas em vermelho são o limite da seqüência III de Iannuzzi et al. (2003).

e perfis sedimentológicos do lado leste (Fotomosaico 3) e do lado oeste (Fotomosaico4) do afloramento Morro Papaleo. Linhas em vermelho são o limite da seqüência III de Iannuzzi et al. (2003).

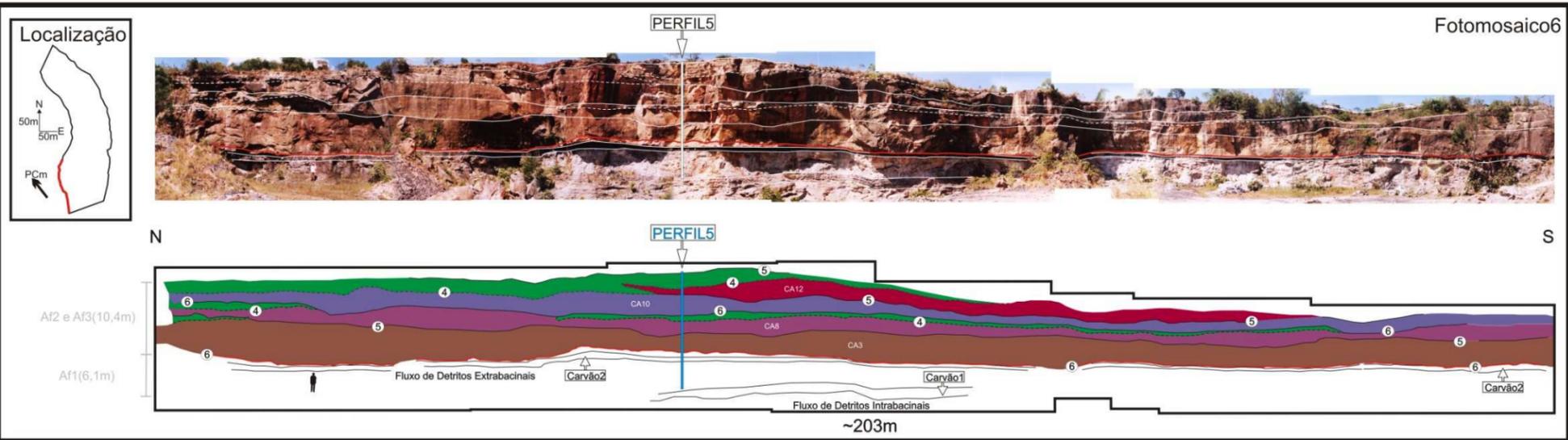
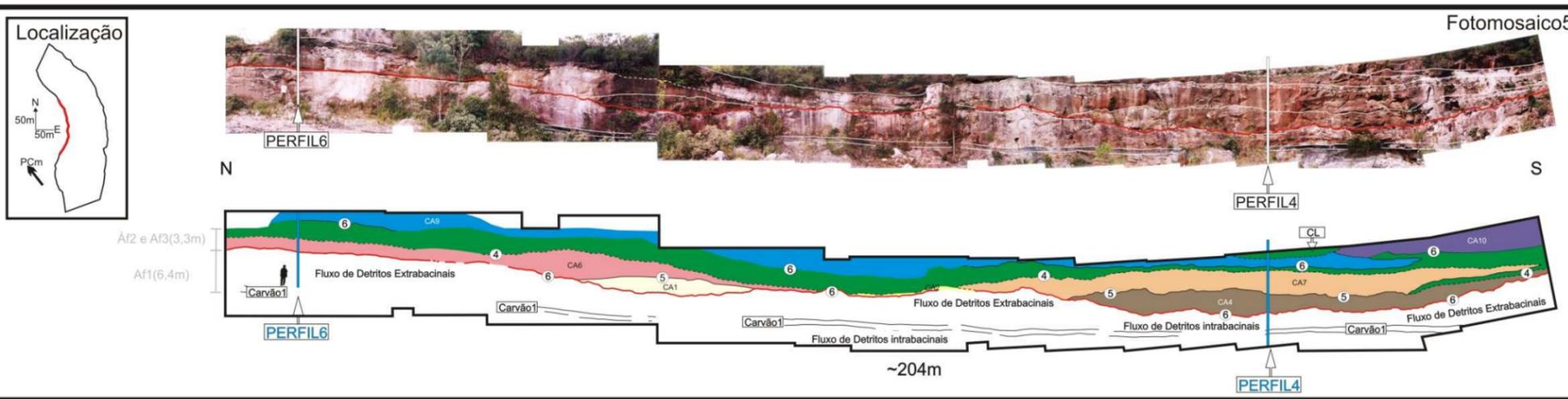


Figura 63. Fotomosaicos e perfis sedimentológicos do lado oeste do afloramento Morro Papaleo. Linhas em vermelho são o limite da seqüência III de Iannuzzi et al. (2003).

Fotomosaicos e perfis sedimentológicos do lado oeste do afloramento Morro Papaleo. Linhas em vermelho são o limite da seqüência III de Iannuzzi et al. (2003).

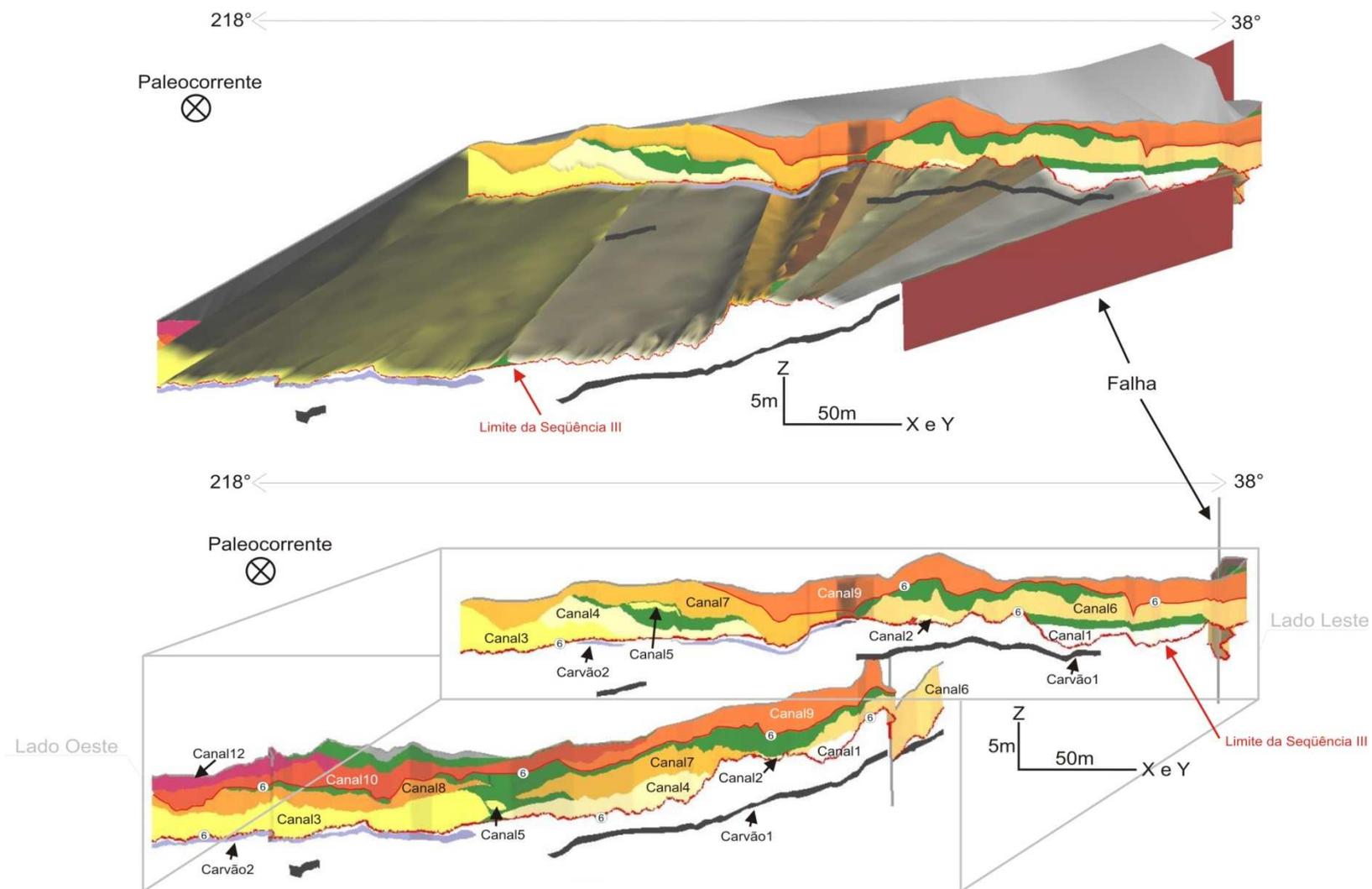


Figura 64. Modelo tridimensional dos corpos arenosos de canais fluviais do afloramento Morro do Papaléo. Ele está em sua posição geográfica atual, orientado sem inclinação alguma e com a paleocorrente média ( $322^\circ$ ) entrando na figura. As linhas em vermelho são superfícies de 6ª ordem (Miall, 1988), sendo que a mais inferior é o limite entre as sequências II e III de Iannuzzi et al. (2003). E.V.=3x.

Nestas seções duas radar-fácies (Neal, 2004) são discriminadas facilmente:

- radar-fácies 1 – ocorre na metade inferior das seções e é caracterizada por refletores convexos para cima e moderadamente contínuos, construindo conjuntos de difrações hiperbólicas de em média 25m de largura (Figura 65);

- radar-fácies 2 – ocorre na metade superior das seções e é caracterizada por refletores sub-horizontais (na sua maioria), sub-paralelos que se truncam em baixo ângulo, com algumas reflexões inclinadas ou em forma de calha (*trough-shaped reflection*) e que são moderadamente contínuos (Figura 65).

As difrações hiperbólicas da radar-fácies 1 são causadas pela presença de clastos tamanho matacão (Ékes & Hickin, 2001), os quais foram observados na Af1. Assim sendo essa radar-fácies é interpretada como múltiplos episódios de pequenos leques deltaicos. Na seção 1 (Figura 65), por esta imagem ter atingido profundidades maiores, é possível identificar dois conjuntos de difrações separados por um par de refletores sub-horizontais contínuos. Os dois conjuntos são os eventos descritos anteriormente no item 3.2.1 (Figura 47) e os refletores sub-horizontais são os carvões mais inferiores encontrados no afloramento (Carvão 1 – Figura 47, Figura 61, Figura 62, Figura 63, Figura 64 e Figura 65).

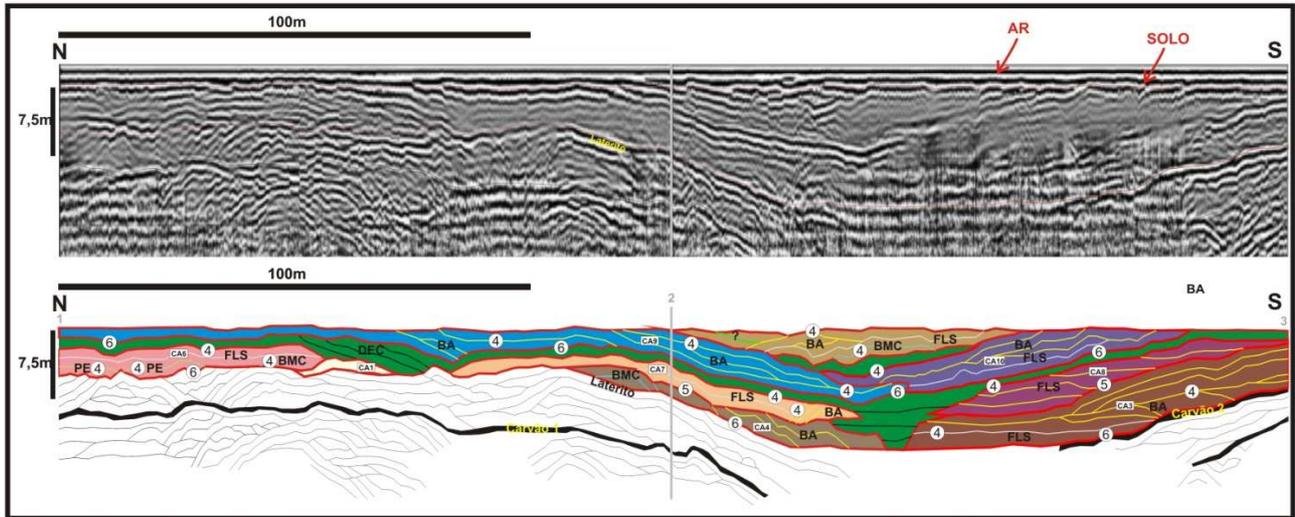
A radar-fácies 2 com refletores sub-horizontais que se truncam em baixo ângulo, que por vezes são inclinados ou com forma de calha são típicos de depósitos fluviais (Vandenberghe & van Overmeerem, 1999; e Ékes & Hickin, 2001). Esta interpretação é corroborada pelos dados de fotomosaicos e perfis litológicos do afloramento, os quais identificam o intervalo de ocorrência da radar-fácies 2 como Af2 e Af3.

Pelo fato das paredes do afloramento e das seções de GPR estarem a menos de 50m umas das outras foi possível uma individualização dos canais nas seções de GPR (Figura 65) balizada pelos fotomosaicos interpretados (Figura 61, Figura 62 e Figura 63). Assim sendo, a análise dos elementos arquiteturais do afloramento Morro do Papaléo foi condicionada pelos canais *single-story*.

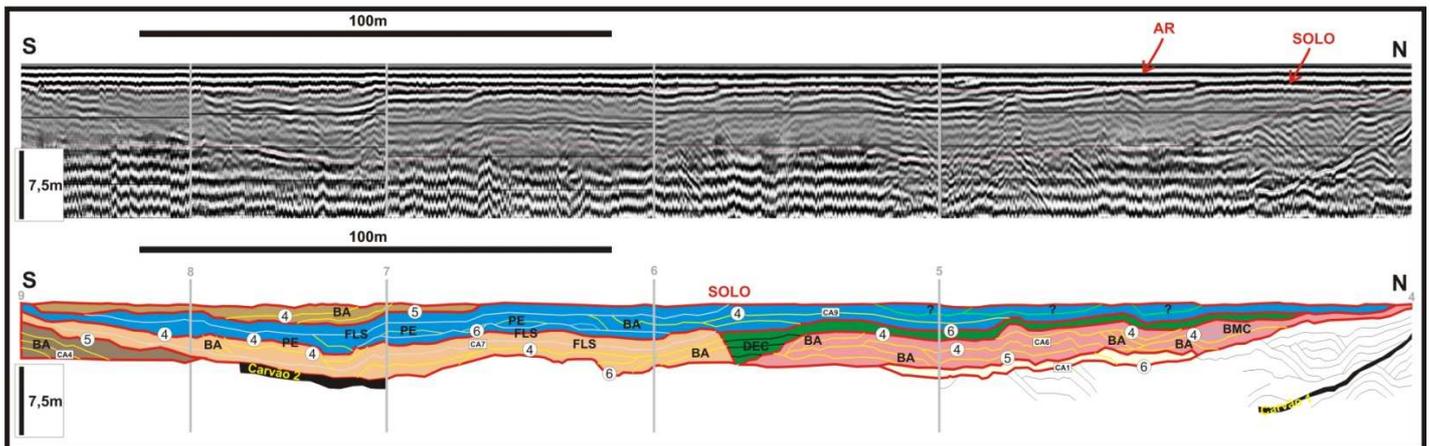
Cinco principais elementos arquiteturais dos depósitos fluviais foram interpretados nas seções de GPR (Figura 65):

- 1) Formas de Leito Sub-horizontais (FLS)
- 2) Barras de Acresção (BA)
- 3) Barras de Meio de Canal (BMC)
- 4) Preenchimento de Erosões (PE)
- 5) Depósitos Externos aos Canais (DEC)

Seção1



Seção2



Seção3

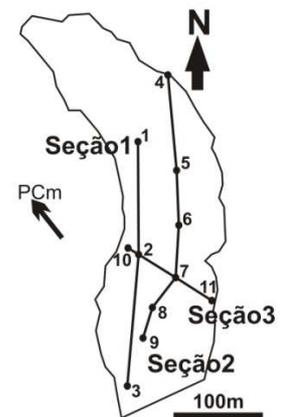
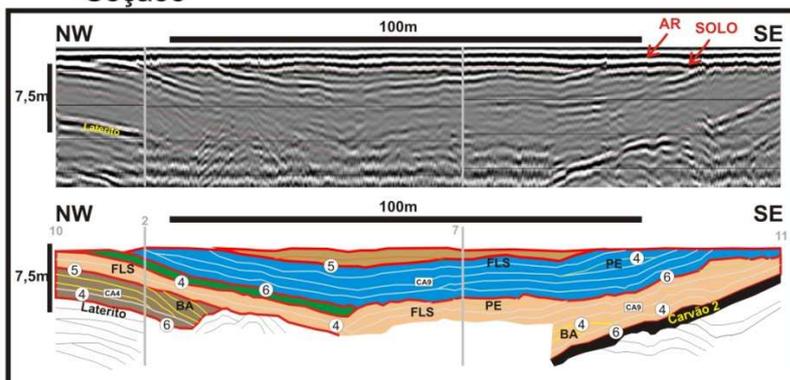


Figura 65. Interpretações das três seções de GPR (antena 50MHz), em profundidade, levantadas no topo do afloramento Morro do Papaléo. O que está em verde são os depósitos externos aos canais e as outras cores são os canais *single-story* identificados a paos fotomosaicos do afloramento (legenda de cores nas Figura 61, Figura 62 e Figura 63). As superfícies internas (linhas coloridas) aos canais caracterizam os elementos arquiteturais: FLS (cinza-clara), BA (amarela), BMC (azul-clara) e PE (verde-clara). Os números nos círculos são as ordens das superfícies *sensu* Miall (1988) (Item 1.3.1.4 e Figura 4). No canto inferior direito está a localização das seções de GPR e também o sentido médio das paleocorrentes (PCm).

Como o nome diz, as formas de leito sub-horizontais (FLS) são caracterizadas por reflexões sub-horizontais com em média 68m de largura e 1,5m de altura, as quais foram identificadas nos canais 3, 6, 7, 9 e 10 (linhas cinza-claras da Figura 65). Segundo a classificação de Miall (1996), estes seriam os elementos SB (Tabela 2), os quais são resultantes da migração e cavalgamento de dunas subaquosas e formas de leito planas (Allen, 1983; Miall, 1996; e Jo & Chough, 2001).

As barras de acreção (BA) são definidas por refletores inclinados que mergulham entre 5° e 15° e são truncados na sua base e no seu topo por superfícies sub-horizontais (linhas amarelas da Figura 65). Estas barras têm em média 47m de largura e 2m de altura, tendo sido identificadas nos canais 3, 4, 6, 7, 9 e 10. Elas são chamadas apenas barras de acreção, pois as seções de GPR são obliquas a paleocorrente média (322°) medida no afloramento, ficando assim difícil identificar se estas superfícies de acreção são paralelas ao fluxo, sendo então barras de acreção frontal (DA da tabela 2 – Miall, 1996), ou ortogonais ao fluxo, sendo barras de acreção lateral (LA da tabela 2 – Miall, 1996). Apesar disso, nota-se que os sentidos de mergulho das superfícies de acreção são bastante diversificados, por vezes com aparente sentido inverso, o que faz concluirmos que se existirem barras de acreção lateral elas estão associadas a barras de meio de canal ou às duas margens do canal (Jo & Chough, 2001) (Figura 66). Portanto, provavelmente o processo dominante neste elemento arquitetural é a migração e amalgamação de barras.

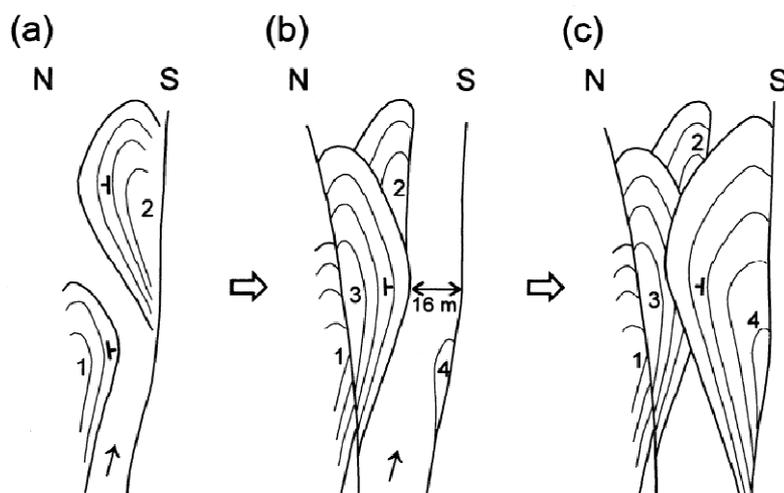


Figura 66. Evolução morfológica de barras lateralmente superpostas em planta. (a) Crescimento a partir das margens do canal para sul e para norte, respectivamente, das unidades 1 e 2. (b e c) Crescimento lateral das unidades 3 e 4 e amalgamação de barras e preenchimento dos canais. Figura modificada de Jo & Chough (2001).

As barras de meio de canal (BMC) mostram reflexões convexas para cima com *downlapping* para os dois lados sobre uma base sub-horizontal (linhas azul-claras da Figura 65). Sua largura média é de 17m e sua altura média é de 1,5m, sendo sua ocorrência identificada nos canais 4 e 6. Este elemento arquitetural corresponde aos depósitos de acreção a favor do fluxo de Miall (1996) (DA – tabela 2). Bridge (1993b), Bristow & Best (1993) e Jo & Chough (2001) já associam este elemento a um estilo fluvial interpretando-o como crescimento de barras de canais entrelaçados.

Os preenchimentos de erosões (PE) são caracterizados por reflexões sub-horizontais a convexas para cima que truncam para os dois lados reflexões côncavas para cima (linhas verde-claras da Figura 65). Suas dimensões médias identificadas neste trabalho são 15m de largura e 1m de altura. Miall (1996) chama esse elemento arquitetural de *hollow* (HO da tabela 2) e sua interpretação é que ele é formado a partir do preenchimento de feições erosivas desenvolvidas em regiões de confluência de fluxo, ou a jusante de barras arenosas de meio de canal. Além disso, segundo Jo & Chough (2001), esse elemento pode ser interpretado como formado em erosões da base de grandes canais ou preenchendo pequenos canais que cortam barras.

Os depósitos externos aos canais (DEC) são de difícil identificação, pois muitas vezes são muito delgados ou têm granulometria semelhante a dos canais. Apesar disso, eles normalmente são caracterizados por reflexões sub-paralelas com baixa amplitude, que por vezes têm uma relação de *onlap* e até de *downlap* com as reflexões que limitam os canais (preenchimento verde da Figura 65). Estes depósitos, na verdade, são subdivididos por Miall (1996) em cinco elementos arquiteturais (Tabela 3 e Figura 2). Mas no afloramento Morro do Papaléo, pela baixa expressão volumétrica destes depósitos e baseado nos perfis litológicos levantados é possível inferir a ocorrência somente de finos de planície de inundação (reflexões sub-paralelas em *onlap*) ou de espriamentos de crevasse (reflexões em *downlap*).

Com relação à hierarquia das superfícies de Miall (1988), foram identificadas nas seções de GPR, além daquelas já identificadas nos fotomosaicos (4<sup>a</sup> ordem na base dos depósitos externos aos canais, 5<sup>a</sup> ordem na base dos canais *single-story* e 6<sup>a</sup> ordem na base dos canais *multistory*), as superfícies de 4<sup>a</sup> ordem no topo dos elementos arquiteturais internos aos canais (Figura 65). As superfícies de 3<sup>a</sup> ordem

não foram definidas novamente. Isto porque a resolução obtida com antena de 50MHz não permitiu tal detalhamento.

### 3.4. Estilo Fluvial do Afloramento Morro do Papaléo

Para a definição do estilo dos depósitos fluviais do afloramento Morro do Papaléo utilizou-se:

- 1) do modelo geológico tridimensional gerado a partir dos fotomosaicos para conseguir parâmetros geométricos médios dos canais individualizados;
- 2) dos perfis litofaciológicos levantados para parametrizar e entender os processos deposicionais;
- 3) e dos elementos arquiteturais identificados nas seções de GPR para compreender o preenchimento dos canais.

#### 3.4.1. Parâmetros Geométricos dos Canais

A partir da individualização dos canais nos fotomosaicos e da sua representação tridimensional baseada na correlação dos afloramentos dos dois lados do Morro do Papaléo (Figura 64), foi possível mensurar a largura e a espessura médias de cada um destes corpos (Tabela 13).

	Parâmetros Geométricos			Parâmetros Litofaciológicos					
	w	t	w/t	R. F. I.	R. F. S.	Tração	Suspensão	Grossos	Finos
	(m)	(m)		(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)
Canal1	61	2,4	25	70?	30?	100?	0?	100?	0?
Canal2	16	0,4	39	X	X	X	X	X	X
Canal3	>142	3,6	>39	0?	100?	100?	0?	100?	0?
Canal4	73	3	24	67	33	88	12	88	12
Canal5	14	1	14	X	X	X	X	X	X
Canal6	>162	2,7	>59	39	61	90	10	90	10
Canal7	110	3,5	32	67	33	100	0	100	0
Canal8	>152	3,1	>49	33?	67?	100?	0?	67?	33?
Canal9	284	3,3	86	20	80	89	11	89	11
Canal10	>193	2,9	>67	25?	75?	100?	0?	100?	0?
Canal11	X	X	X	X	X	100?	0?	100?	0?
Canal12	>110	>2,4	>46	33?	67?	83?	17?	67?	33?

Canal13	X	X	X	X	X	X	X	X	X
<b>MÉDIA</b>	<b>&gt;120</b>	<b>2,6</b>	<b>&gt;44</b>						

Tabela 13. Parâmetros geométricos e litofaciológicos de cada canal fluvial individualizado.

> - maior que

X - sem dado existente ou muito pouco representativo

? - amostragem pouco representativa

w - largura

t - espessura

w/t - razão largura/espessura

R.F.I. - regime de fluxo inferior

R.F.S. - regime de fluxo superior

Para a definição da largura e da espessura dos canais descritas na tabela 13 os dados dimensionais foram obtidos em cortes transversais ao fluxo (paleocorrente média de 322°). Avaliando-se os dados geométricos da tabela 13 podemos dizer:

- Os únicos corpos mapeados por completo foram os canais 1, 2, 4, 5, 7 e mais ou menos o 9. Os outros corpos foram cortados pela superfície topográfica fazendo com que os valores geométricos obtidos fossem mínimos. Os canais 11 e 13 não têm medidas porque o corte deles é totalmente longitudinal ao fluxo;
- A média geral das larguras é maior que 120m, mas se separarmos o complexo de canais inferior (1, 3, 4, 6, 7 e 8) do complexo de canais superior (9, 10, 12), os primeiros têm largura média maior que 116m e os seguintes maior que 196m;
- A espessura média dos canais é de 2,6m, sendo que o mínimo é de 0,4m, no canal 2, e o máximo de 3,6m, no canal 3. Para o topo do afloramento os valores das espessuras podem ser incorretos devido ao corte topográfico, mas tomou-se o cuidado de medir na seção mais representativa. Outro fator que influencia na espessura é a erosão causada pelos canais sobrepostos amalgamados.
- A razão largura/espessura mínima média é de 44, sendo que o complexo de canais inferior (1, 3, 4, 6, 7 e 8) tem um valor médio de 38 e o complexo de canais superior (9, 10 e 12) tem um valor médio de 66.

Hirst (1991) definiu uma classificação geométrica para os corpos arenosos de canais fluviais, baseando-se na razão largura/espessura: canais com razões menores que 15 têm geometria em fita (*ribbon*) e com razões maiores que 15 têm geometria em lençol (*sheet*). Dentro da geometria em lençol ele subdividiu-a em

canais desconfinados, com razões w/t maior que cem, e confinados, aqueles com limites bem definidos com relação aos depósitos externos aos canais.

Pelo que se percebe na tabela 13 e na Figura 64 quase todos os canais têm razão largura/espessura maior que 15 e limites identificáveis, enquadrando-os na geometria em lençol confinada. O canal 5 é a exceção, pois ele tem o valor da razão w/t igual a 14, geometria em fita. Isto ocorre provavelmente porque este canal é um canal de crevasse, e não um canal do complexo de canais amalgamados (Figura 64). Assim como o canal 5 o canal 2 tem larguras muito baixas (~15m) e está imerso nos depósitos externos aos canais, podendo também ser interpretado como um canal de crevasse (Figura 64).

### 3.4.2. *Parâmetros Litofaciológicos*

Com os levantamentos dos perfis litofaciológicos do afloramento Morro do Papaléo fez-se uma quantificação das porcentagens das estruturas sedimentares e da granulometria do material depositado para cada canal discretizado (Tabela 13). A partir disso, foi possível fazer inferências sobre o regime de fluxo e o tipo de transporte de sedimentos presentes em cada canal (Tabela 13). É importante dizer que foi pequena a quantidade de dados adquiridos nos canais 1, 3, 8, 10 e 12 diminuindo a representatividade da informação.

Observando-se a tabela 13, conclui-se que:

- os canais com predomínio de regime de fluxo inferior são 1, 4 e 7, enquanto que os com predomínio de regime de fluxo superior são 3, 6, 8, 9, 10 e 12;
- os canais são caracterizados pelo predomínio de arenitos com estruturas trativas (no mínimo 80%).
- em termos de granulometria dos sedimentos depositados, os canais individualmente são constituídos majoritariamente por arenitos grossos (100% no canal 7), tendo no máximo 33% de sedimentos da fração menor que arenito fino (canais 8 e 12).

### 3.4.3. *Parâmetros Dimensionais dos Elementos Arquiteturais*

Foi feito um exercício de medição de largura e altura dos elementos arquiteturais internos aos canais (Tabela 14), apesar de eles terem sido identificados em seções de GPR, as quais têm problemas intrínsecos de conversão

tempo-profundidade, de resolução vertical e de direção de corte em relação às paleocorrentes.

Como descrito anteriormente foram identificados quatro elementos arquiteturais internos aos canais: formas de leito sub-horizontais (FLS), barras de acreção (BA), barras de meio de canal (BMC) e preenchimento de erosões (PE). Destes elementos o que foi identificado com maior frequência nas seções de GPR levantadas foram as barra de acreção, representando mais de 50% do dado. Os outros elementos foram menos frequentes, respectivamente, FLS (25%), PE (15%) e BMC (10%).

	<b>BA</b>		<b>FLS</b>		<b>PE</b>		<b>BMC</b>	
	Largura (m)	Altura (m)						
	76	2,4	64	0,8	18	1,3	12	0,9
	21	1,8	135	1,5	14	1,5	18	2,5
	24	1,4	35	2,1	11	0,7	21	1,3
	53	2,2	76	1,9	14	0,7		
	44	2	53	1,7				
	64	1,5	45	1				
	38	1,9						
	15	2,4						
	79	1,6						
	61	2,7						
	48	2,4						
	47	2,8						
	61	2,3						
	50	1,6						
	53	2						
	23	2						
<i>Média</i>	47	2	68	1,5	14	1	17	1,5
<i>Mínimo</i>	15	1,4	35	0,8	11	0,7	12	0,9
<i>Máximo</i>	79	2,8	135	2,1	18	1,5	21	2,5

Tabela 14. Largura e altura dos elementos arquiteturais medidas nas seções de GPR feitas no afloramento Morro do Papaléo.

#### 3.4.4. Definição do Estilo Fluvial

A definição do estilo fluvial, como já foi comentada no item introdutório 1.3.1.3, depende da avaliação de diversas características tanto morfológicas quanto sedimentológicas. Neste item serão utilizados os critérios de definição do estilo fluvial de vários autores.

Critérios de Jackson (1978) (Tabelas 6 e 7):

1. Gradiente - provavelmente alto, por causa das predominâncias de regime de fluxo superior (Tabelas 11 e 12) e da granulometria grossa;
2. Fluxo no canal - é mais confinado na porção inferior do afloramento ( $w/t=38$ ) e menos confinado na sua porção superior ( $w/t=66$ ); (Figura 64);
3. Taxa de descarga - heterogênea às vezes alternando com mais frequência as litofácies (Figura 61, Perfil 7, Canal9), mostrando descargas rápidas, e às vezes mantendo-se as mesmas condições de fluxo, com repetição das litofácies (Figura 61, Perfil 4, Canal4);
4. Razão carga de fundo/carga em suspensão - muito alta (tabela 11);
5. Razão areia/lama - muito alta (tabela 11);
6. Corpos arenosos – dois complexos de canais multilaterais e *multistory* compostos por canais simples com geometria em lençol confinados;
7. Diques marginais - não foram identificados na área de estudo;
8. Estabilidade do banco - a presença de depósitos de planície de inundação com indícios de vegetação *in situ* sugere a existência de bancos coesos, no entanto a ocorrência de arenitos maciços (litofácies Am) dentro dos canais pode indicar desbarrancamento, ou seja, alguma instabilidade.
9. Sequência vertical de fácies - não consistente, sem tendência granulométrica;
10. Depósitos externos ao canal - delgados;
11. Fração cascalhosa no canal - frequente como *lags*, mas com granulometria média em grânulos, podendo ter seixos dispersos de até 8cm (Figura 61, Perfil3, CA9);
12. *Scroll bars* - não identificado;
13. Estratificação cruzada *Epsilon* - não identificado;
14. Superfícies de erosão dentro dos canais - abundantes (Figura 61, Perfis 2 e 3, CA9);

15. Depósitos de lama preenchendo o canal - poucos (Tabela 11);
16. *Chute-fill* e *Chute bars* - não identificado;
17. Dispersão das paleocorrentes - pequena, em torno de 90° (Figura 67);

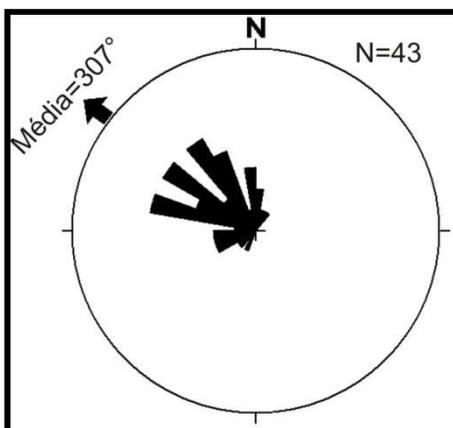


Figura 67. Diagrama de rosetas das medidas corrigidas de paleocorrentes em estratificações cruzadas tangenciais e em marcas onduladas assimétricas do afloramento Morro do Papaléo.

18. Cinturão meandrante exumado - não identificado;
19. Continuidade de camadas de areia e cascalho (internas aos canais) - lenticulares, com pequena continuidade, no máximo poucas dezenas de largura.

A partir dos critérios de Jackson (1978), o sistema fluvial do afloramento Morro do Papaléo se enquadra no estilo entrelaçado, com algumas características de sistemas fluviais meandranes como, por exemplo, a presença de depósitos externos aos canais.

Caracterizando pelos critérios de Schumm (1963) (Tabela 4) o sistema tem carga de fundo maior que 11% (Tabelas 11 e 13) e razão largura/espessura média maior que 40 (Tabela 13), classificando-se então os canais como de carga de fundo (*bed load*).

Segundo os critérios de Miall (1996) (Tabela 8), a identificação neste estudo dos elementos arquiteturais de formas de leito sub-horizontais (SB de Miall), de barras de meio de canal e de acresção (DA e LA de Miall), de preenchimento de erosões (HO de Miall), e de depósitos finos de planície de inundação (FF de Miall), além da granulometria areia grossa dos depósitos, colocam o sistema fluvial do afloramento Morro do Papaléo classificado no estilo entrelaçado perene (“South Saskatchewan type”) (Figura 68).

Quanto à ocorrência de planície de inundação, de canais de crevasse e de espraiaamentos de crevasse, classicamente concebidos somente para estilos meandranes e anastomosados, mas presentes nos canais entrelaçados do afloramento Morro do Papaléo, podemos citar outros exemplos onde isto acontece: (1) Bentham *et al.* (1998) e o sistema fluvial entrelaçado de baixa sinuosidade da Formação Escanilla (Espanha) com mais de 40% do volume de argilitos e siltitos de *overbank*; (2) Bristow, *et al.* (1999) trabalhando com o Niobrara River (Nebraska, EUA), de canais entrelaçados, caracterizam um espraioamento de crevasse; e (3) Jones *et al.* (2001) e a Formação Rio Vero (Espanha) com um sistema fluvial entrelaçado de baixa sinuosidade perene com depósitos de arenitos finos, siltitos e paleossolos imaturos adjacentes ao canal.

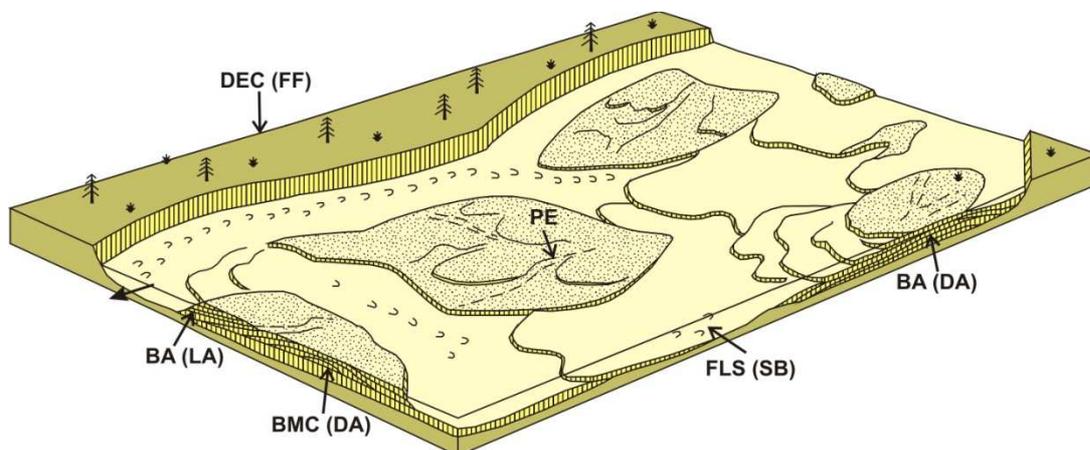


Figura 68. Bloco-diagrama ilustrando o estilo entrelaçado perene do sistema fluvial do afloramento Morro do Papaléo. As letras são os elementos arquiteturais identificados neste estudo, sendo as letras entre parênteses os elementos arquiteturais correspondentes a Miall (1996) (Tabelas 2 e 3). Figura modificada de Miall (1985).

### 3.5. Evolução do Sistema Fluvial no Afloramento Morro do Papaléo

É importante antes de descrever a evolução do sistema fluvial no afloramento Morro do Papaléo situa-lo em termos de escala temporal e entender a sua representatividade e os processos atuantes nessa escala.

Apesar de identificarmos uma superfície de 6<sup>a</sup> ordem no afloramento, por simplificação podemos considerar que cada um dos treze canais *single-story* é uma unidade deposicional de 5<sup>a</sup> ordem (Figura 61, Figura 62, Figura 63, Figura 64 e Figura 65), (Tabela 9 – Miall, 1996). Segundo Miall (1988) (tabela 9), uma unidade

deposicional de 5ª ordem leva entre 1000 anos e 10000 anos para depositar-se. Sendo assim, podemos concluir que o intervalo de tempo para o sistema fluvial exposto do Morro do Papaléo levou para depositar-se foi entre 13000 anos e 130000 anos. Ou seja, o objeto de estudo compreende em torno de 2% do tempo de preenchimento da Formação Rio Bonito, que levou aproximadamente 8 milhões de anos para depositar-se (Holz *et al.*, 2010a).

As unidades de 5ª ordem são limitadas por superfícies de 5ª ordem, e segundo Miall (1996) (Tabela 9), o principal processo que controla a formação destas superfícies é a avulsão. A avulsão é um fenômeno autocíclico (Brierley, 1996; Tabela 9) que condiciona a arquitetura fluvial em função da sua frequência associada com a taxa de migração lateral do canal e com a taxa de sedimentação (agradiação) (Figura 69– Bristow & Best, 1998). Se compararmos o diagrama da Figura 69 com as Figura 64 e Figura 65, concluímos que o sistema fluvial do afloramento Morro do Papaléo ocorre sob alta taxa de sedimentação e valores intermediários de frequência de avulsão e de taxa de migração dos canais.

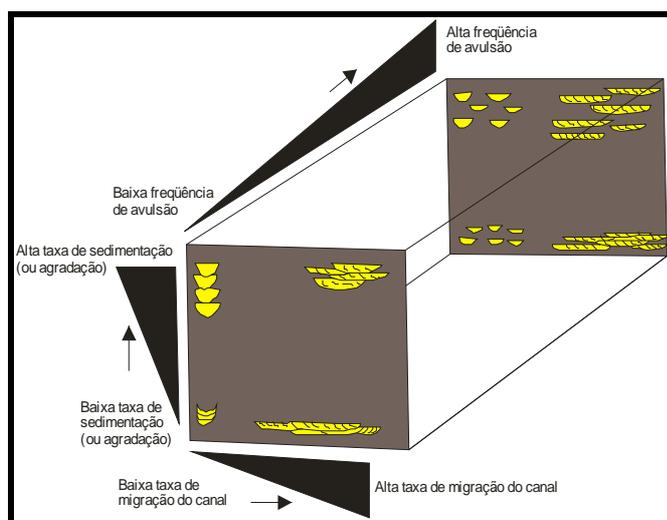


Figura 69. Diagrama esquemático ilustrativo da preservação da morfologia deposicional do sistema fluvial em função da taxa de sedimentação, taxa de migração lateral e da frequência de avulsão. Modificado de Bristow & Best (1998).

### 3.5.1. Reconstrução Evolutiva

Com a geração do modelo tridimensional dos canais do afloramento Morro do Papaléo e baseando-se em alguns conceitos de avulsão foi possível hierarquizar e reconstruir evolutivamente esses corpos (Figura 70). Richards *et al.* (1998) caracterizaram individualmente canais fluviais, em sistemas avulsivos, como: predominante e secundário. O dominante tem dimensões maiores que o secundário (largura principalmente) e o secundário tem um regime de fluxos mais constante,

sendo controlado pelo nível de base do rio (lençol freático). Os canais secundários são a primeira manifestação de uma avulsão do curso fluvial predominante, e evoluem podendo tornar-se o canal principal. Quando sua capacidade de transporte for extrapolada ele tenderá a reocupar o canal anterior (Morozova & Smith, 1999; Aslan & Blum, 1999), o que se repete autocíclicamente.

Abaixo será descrito momento-a-momento o empilhamento do sistema fluvial de estudo fazendo-se um *link* com a Figura 70.

*Momento1* (Figura 70a): Geração do limite da seqüência III de Iannuzzi *et al.* (2003), ou superfície de 6ª ordem *sensu* Miall (1996), pela formação de solos marcados por um nível laterítico tabular de grande extensão lateral e pela posterior incisão dos canais 1, 2 e 3. Possivelmente o canal principal seja o 3 ( $w/t > 39$ , Tabela 13), enquanto que os canais 1 ( $w/t=25$ , Tabela 13) e 2 ( $w/t=39$ , Tabela 13) estejam respondendo a uma avulsão na direção NNE.

*Momento2* (Figura 70b): Em função da avulsão para NNE, incide-se o canal 6, e o canal 4 já é resposta do processo avulsivo seguinte. O canal 6 tem predomínio de regime de fluxo superior e razão largura/espessura  $> 59$  (Tabela 13), enquanto que o 4 tem predomínio de regime de fluxo inferior e razão largura/espessura de 24, podendo significar que o 6 é o canal principal. Ambos também sobrepõem o sistema de leque deltaico, possivelmente erodindo depósitos externos ao canal não preservados e inclusive o nível concrecional da Af1, principalmente quando os lateritos estão sotopostos ao eixo do canal 6 (Figura 61, Perfil 3). Nas outras áreas sotopostas aos canais 4 e 6 esse laterito consegue preservar-se melhor (Figura 61, Perfil 2; Figura 62, Perfil 1; Figura 63, Perfis 4 e 6) por causa do maior tempo de exposição decorrido entre os momentos 1 e 2, que também é mostrado, na porção em que o canal 6 sobrepõe-se ao 1, pela geração de planície de inundação encaixada na incisão (Figura 61, Fotomosaico 2 e Perfil 7).

*Momento3* (Figura 70c): Esse momento é marcado pelo extravasamento de um canal não mapeado a SSW do afloramento. O extravasamento resultou em um depósito de espraiamento de crevasse sobreposto ao canal 4 (Figura 61, Fotomosaico 1 e Perfis 8 e 2), o qual é sucedido da sedimentação do canal 5, que responde a um processo avulsivo. Em locais adjacentes ao canal 5 (Figura 61, Perfil 2) formou-se concreções esferoidais de ferro em planícies de inundação, mostrando a frequente exposição subaérea.

*Momento4* (Figura 70d): Estaqueamento dos canais 7 e 8 sobre, respectivamente, os canais 4 e 3, sendo que o 7 tem predomínio de regime de fluxo inferior e  $w/t$  igual 32 (Tabela 13), e o 8 tem predomínio de regime de fluxo superior

e w/t maior que 49 (Tabela 13). Pode ser que ao longo do momento 3 e 4 o canal 6 tenha continuado ativo, explicando, talvez, a sua maior freqüência de alternância de litofácies (Figura 61, Perfil 7), regime de fluxo, pelo seu maior tempo de atividade.

*Momento 5* (Figura 70e): Provável deslocamento lateral de todo o cinturão de canais, *sensu* Miall (1996), para fora da área aflorante, resultando, primeiramente, na sedimentação de espesso pacote de planície de inundação (Figura 61, Perfis 3 e 7; Figura 62, Perfil1; Figura 63, Perfis 6, 4 e 5), e, posteriormente, progradando sobre os depósitos lacustres rasos, depósitos de extravasamento de canal (*crevasse splay*; Figura 61, Perfis 2 e 7; e Figura 62, Perfil 1), com direção de espraiamento (entre 286° e 224°, Figura 61, Perfil3 ) oblíqua com a direção dos canais. Lateritos esferoidais na planície de inundação (Figura 61, a oeste do Perfil 3) evidenciam frequentes exposições subaéreas e a formação da segunda superfície de 6ª ordem. É possível correlacionar esta superfície por pelo menos 7km em direção a bacia (Figura 71), o que caracteriza este momento não somente com controle autocíclico mas também alocíclico (controlado por fatores externos ao sistema deposicional). Sobreposto a esta superfície se colocou o canal 9 (w/t=86 e predominância de regime de fluxo superior).

*Momento6* (Figura 70f): Posicionamento do canal 10 (w/t>67) a sul da área sobrepondo os depósitos externos aos canais, às vezes os removendo por completo e entrando em contato com o canal 8. Possivelmente ele seja o resultado da avulsão do canal 9, o qual está sotoposto somente no seu extremo sul. A razão largura/espessura alta e o posicionamento lateral entre os canais a partir desse momento podem ser o reflexo de uma diminuição do espaço de acomodação.

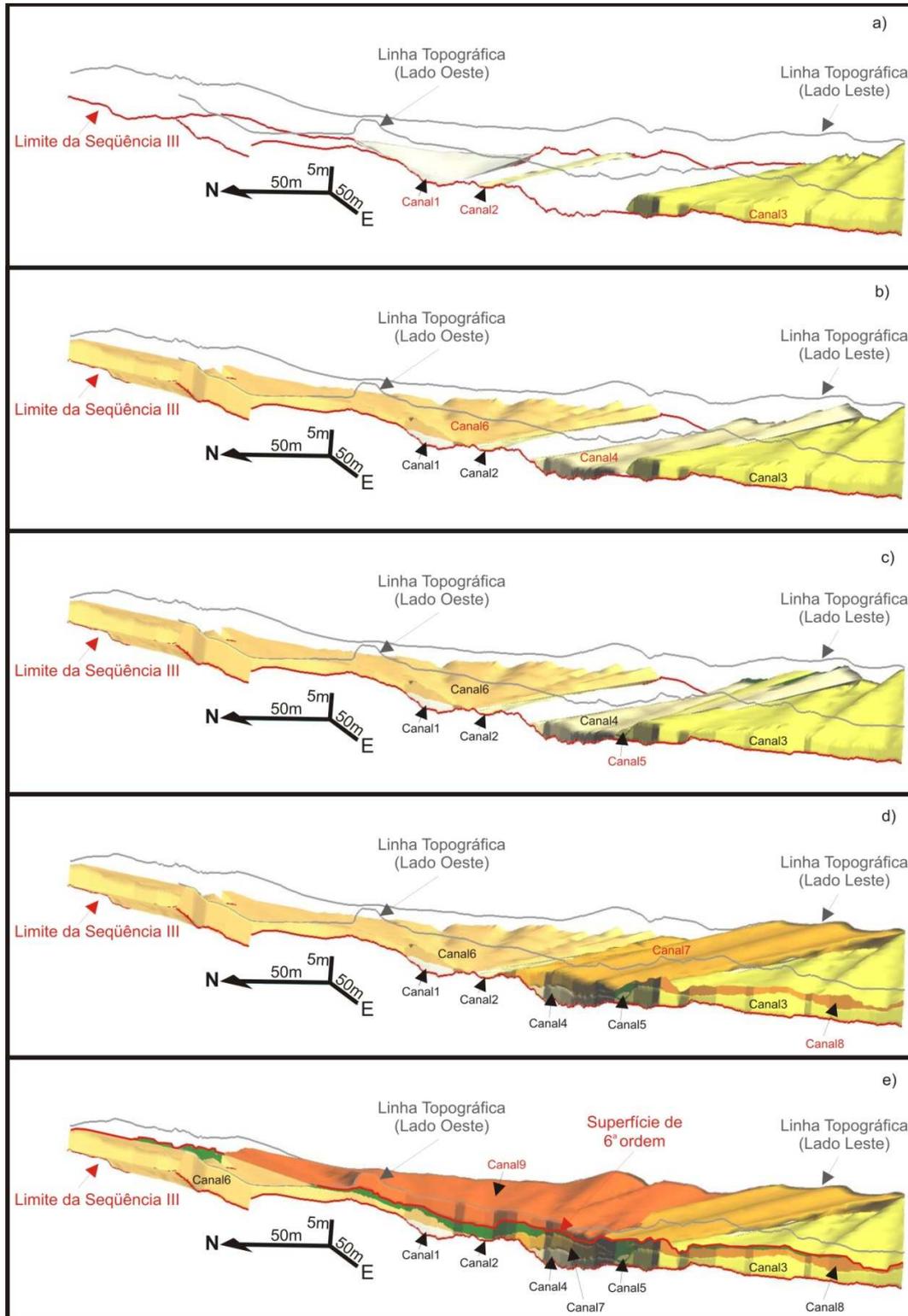
*Momento7* (Figura 70g): A norte do afloramento incide sobre os depósitos externos aos canais o canal 11, o qual pela orientação do afloramento não expõe sua geometria transversal, mas pode ser conseqüente de uma avulsão precedida de um espraiamento de *crevasse* (Figura 62, Perfil 1) (Kraus & Wells, 1999). Enquanto que no extremo sul da área sobrepõe-se lateralmente ao canal 10 o canal 12.

*Momento8* (Figura 70h): Novamente ao norte do afloramento Morro do Papaléo, o canal 13 sobrepõe-se a depósitos de planície de inundação ricos em marcas de fragmentos vegetais (Figura 62, Perfil 1).

*Momento9* (Figura 70i): Pós-litificação das rochas, cortando a região norte do afloramento, insere-se uma falha em flor negativa com caimento para NW (Figura 62, Fotomosaico 3), e rejeito de aproximadamente 2m no lado oeste e em torno de

1m no lado leste do afloramento. O espaço centimétrico da falha está preenchido irregularmente por argila.

*Momento10* (Figura 70j): Geração da superfície topográfica.



Continua na próxima página...

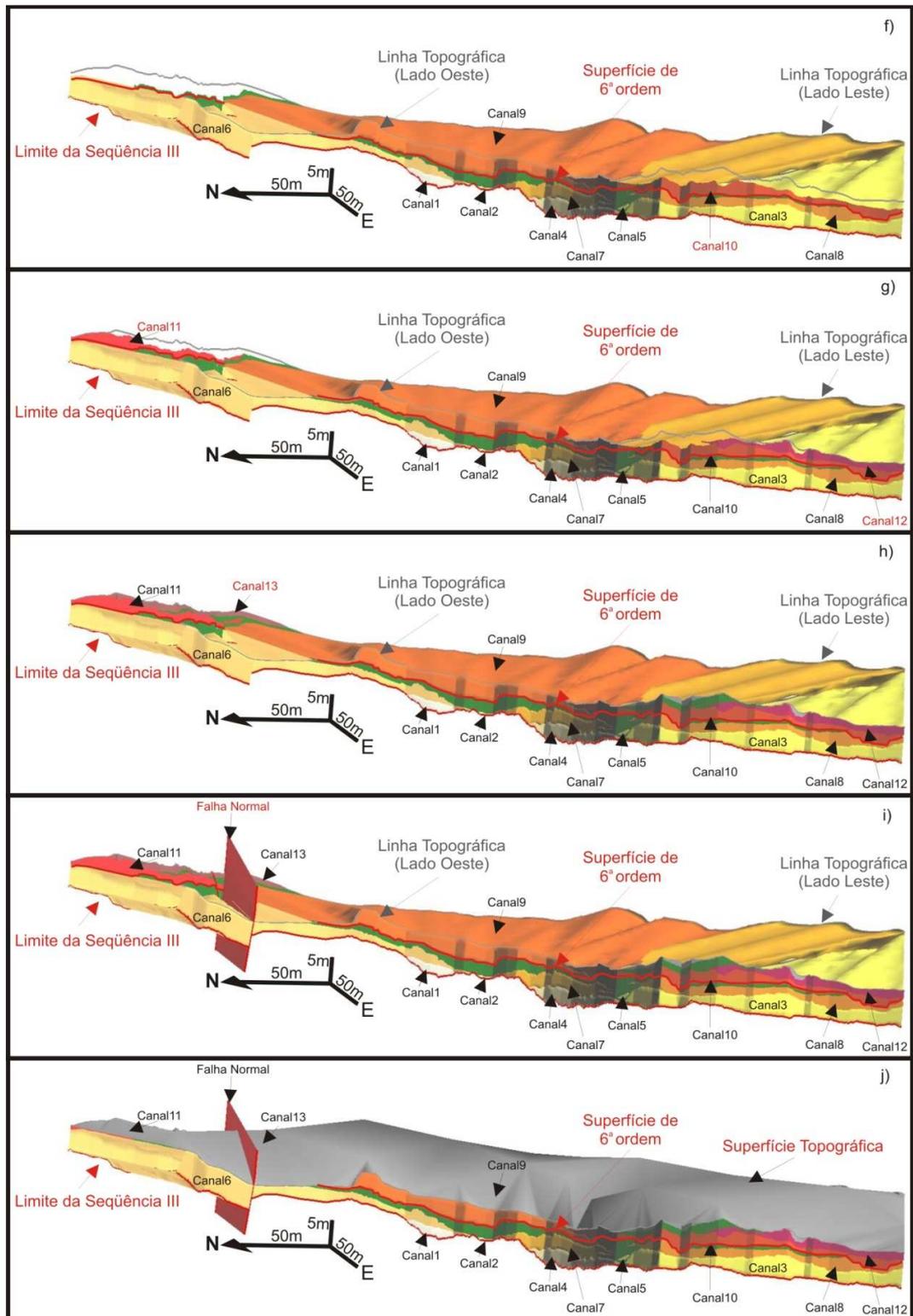


Figura 70. Reconstrução evolutiva da porção fluvial do topo do afloramento Morro do Papaléo. a) Momento 1. b) Momento 2. c) Momento 3. d) Momento 4. e) Momento 5. f) Momento 6. g) Momento 7. h) Momento 8. i) Momento 9, j) Momento 10. A explicação dos momentos está no texto. Linha vermelha inferior é o limite entre as seqüências II e III de Iannuzzi, *et al.* (2003), enquanto que a linha vermelha superior é a superfície de 6ª ordem (*sensu* Miall, 1988) identificada neste estudo. Exagero vertical de 3 vezes.

### 3.6. Estratigrafia de Sequências

Para a compreensão do contexto estratigráfico que estão inseridos os depósitos fluviais do afloramento Morro do Papaléo, detalhado anteriormente, foi feita uma análise estratigráfica ao longo do paleovale Leão-Mariana Pimentel, utilizando os dados de quatro poços da CPRM, além do próprio afloramento (Figura 22D). Nessa análise, a partir das associações de fácies definidas no item 3.2, procurou-se entender o arcabouço estratigráfico de 3ª ordem, já muito estudado por Holz e Lopes em outras áreas do Rio Grande do Sul, e também a ciclicidade de mais alta frequência interna a este arcabouço (4ª ordem).

#### 3.6.1. Sequências de 3ª ordem

Foi definida para a área de estudo apenas uma sequência de 3ª ordem. Esta sequência tem seu limite basal no contato entre o Grupo Itararé e a Formação Rio Bonito (Holz, 1995, 1999 e 2003; Holz & Carlucci, 2000; Holz et al., 2010a; Lopes, 1995 e 2004; Lopes & Lavina, 2001; e Lopes et al., 2003). Este contato foi identificado no afloramento Morro do Papaléo, por Iannuzzi *et al.* (2003), e nos poços LM-05, pela análise de perfis, e LM-04, pela descrição do testemunho. Nos poços LM-09 e LM-10 não há evidências claras deste contato, a não ser o padrão de empilhamento de associações de fácies típico da base da Formação Rio Bonito, indicando que a discordância encontra-se abaixo do que os poços amostraram. Este contato se materializa por uma mudança de fácies periglaciais marinhas para fácies fluviais (poços LM-04 e LM-05 da Figura 71), e também por uma mudança da biozona *Botrychiopsis plantiana* para a biozona *Glossopteris/Rhodeopteridium*, observada no afloramento Morro do Papaléo por Iannuzzi *et al.* (2003). Esse limite de sequências de 3ª ordem é caracterizado por uma superfície erosiva, causada por um rebaixamento do nível de base, que localmente na bacia pode retirar material de todo o trato de nível alto da sequência abaixo dela (Holz *et al.*, 2010b). Esta incisão pode ser visualizada na Figura 71, pela maior proporção de depósitos fluviais (Af2) e de depósitos fluviais influenciados por maré (Af5) na base dos poços mais distais observados neste estudo, LM-09 e LM-10, os quais nem amostraram o limite de sequências de 3ª ordem.

A partir da discordância entre o Grupo Itararé e a Formação Rio Bonito a sequência é caracterizada pela ocorrência de alta proporção da Af2 e Af5 na sua base, a qual tem uma diminuição para o topo, onde predominam a Af6 e a Af8.

Dentro dessa tendência genérica descrita podemos identificar, *sensu* Catuneanu (2006) e Catuneanu *et al.* (2009) (item 1.3.3), dois tratos de sistemas de 3<sup>a</sup> ordem: um trato de sistemas de nível baixo (TSNB) e um trato de sistemas transgressivo (TST).

O trato de sistemas de nível baixo (TSNB) é limitado na base pela discordância subaérea (DS – Figura 71), já discutida, e no topo pela superfície de regressão máxima (SRM – Figura 71). Durante o TSNB, apesar de ocorrer uma ciclicidade de mais alta frequência, os sistemas fluviais agradam em todo o paleovale Leão Mariana-Pimentel, tendo influência de maré mais baixa na região proximal (afloramento Morro do Papaléo – Figura 71) e mais alta na região distal (LM-10 – Figura 71). A SRM se materializa no topo dos canais fluviais mais distais (Af2) observados no poço LM-10, e em direção ao continente ela é irregular, sendo na porção mais proximal (afloramento Morro do Papaléo) de difícil identificação (Figura 71). Isto porque na região proximal diminui a influência das variações relativas do nível do mar nestes depósitos. Este trato de sistemas provavelmente se desenvolveu encaixado em um vale herdado do período glacial anterior (fiorde – Holz, 1999), quando a linha de costa estava a aproximadamente 40km (baseado em Holz *et al.*, 2010b; e Lopes, 2004) da região do poço LM-10. Nesse período, esse vale ainda era profundo, com a declividade do seu substrato relativamente baixa, apesar de irregular, e a sua desembocadura devia ser aberta, sem desenvolvimento de barreiras (estuário dominado por maré – Figura 8), fazendo assim com que as ondas de maré se amplificassem e influenciassem o sistema fluvial do trato de sistemas de nível baixo de 3<sup>a</sup> ordem (Af5 da Figura 71).

A partir da SRM em direção ao topo, na região mais distal (poço LM-10), ocorrem sobrepostos, respectivamente, a associação de fácies de canais fluviais influenciados por maré (Af5), a associação de fácies estuarinas/lagunares (Af6) e a associação de fácies marinhas (Af8), mostrando uma franca retrogradação da linha de costa associada ao trato de sistemas transgressivos (TST – Figura 71). Indo em direção ao continente, nos poços LM-09, LM-04 e LM-05, essa transgressão é representada pela diminuição da proporção da Af2, acompanhada talvez por uma mudança no estilo fluvial, e pelo aumento da proporção da Af6, culminando com a ocorrência da Af7 (poço LM-04 – Figura 71). No poço LM-09 essa tendência não é tão clara, provavelmente porque aquela região devia receber um maior aporte de sedimentos mascarando a transgressão com os ciclos de mais alta frequência. Na região mais proximal (afloramento Morro do Papaléo – Figura 71) a amostragem da sequência de 3<sup>a</sup> ordem é pequena, mas há indícios de um empilhamento de

sistemas fluviais durante o TST. Este empilhamento, possivelmente, é controlado por outros fatores que não a variação relativa do nível eustático, por exemplo, a tectônica e o clima (Figura 18– Shanley & McCabe, 1994).

Durante o TST de 3ª ordem se pode inferir outra superfície estratigráfica importante, a superfície de ravinamento por ação de ondas (SRo – Figura 71). Esta superfície ocorre no limite entre a Af6 e a Af8 na região do poço LM-10, e apesar do testemunho deste poço não ter sido descrito e não ter sido identificado um *lag* transgressivo, esta inferência faz sentido pela sucessão vertical de fácies deste poço e pela sua correlação com os outros poços deste trabalho. Ou seja, a sucessão vertical de fácies ideal seria Af6, Af7 e então Af8, assim como a variação lateral de fácies ideal dos poços LM-04 e LM-09 para o poço LM-10. Isto não se vê na Figura 71, o que acontece é a ausência da Af8 na sucessão vertical de fácies do poço LM-10 e uma passagem lateral de fácies abrupta do poço LM-10 para o poço LM-09, ambas justificáveis pela erosão por ação de ondas durante a regressão da linha de costa (Cattaneo & Steel, 2003; e Catuneanu, 2006).

### 3.6.2. Sequências de 4ª ordem

As sequências de 4ª ordem são as unidades básicas de construção do arcabouço estratigráfico da formação Rio Bonito, sendo os ciclos de mais alta frequência (5ª ordem) de difícil identificação. Holz (1995) e Lopes (1995) chamam as, aqui nomeadas, sequências de 4ª ordem de parassequências. Isto ocorre porque os trabalhos destes dois autores sempre foram em depósitos muito próximos a linha de costa, onde haviam sistemas deltaicos desenvolvidos, o que facilita a identificação das superfícies de inundação e, conseqüentemente, das parassequências.

Dentro da sequência de 3ª ordem descrita anteriormente foram identificadas dez sequências de 4ª ordem (poço LM-04). Estas sequências de 4ª ordem são caracterizadas, genericamente, por terem uma tendência granodecrescente com a sobreposição, respectivamente, da Af2, da Af5, da Af6 e da Af1, e por terem uma espessura média de 10m (Figura 71). Foi assumido como limite destas sequências (*sensu* Catuneanu *et al.* 2009) as discordâncias subaéreas (DS). Estas superfícies estão relacionadas, na grande maioria, à base erosiva dos canais fluviais da Af2 (Figura 71). Por vezes, abaixo dela há feições de exposição como a formação de solos imaturos, como por exemplo, no afloramento Morro do Papaléo entre a sequências 2 e 3, e no poço LM-09 entre as sequências 6 e 7 (Figura 71).



A curva de variação do nível de base das sequências de 4ª ordem é interpretada aqui como assimétrica, tendo suas subidas maior magnitude que suas quedas (Figura 72). Isto é assumido em função de neste período da Formação Rio Bonito ocorrer uma deglaciação (Milani, 1997; Holz, 1999; e Lopes, 2004), onde subidas eustáticas de grande magnitude são comuns. No entanto, isto não significa que o tempo envolvido na queda eustática é menor, mas sim que sua magnitude é menor. Estas quedas eustáticas provavelmente estão associadas com glaciações (Figura 25 - Fielding *et al.*, 2008), quando ocorre retenção de água nos polos.

Ciclos eustáticos de cem mil anos associados à glaciação e deglaciação foram registrados durante os últimos 400 mil anos, e controlaram a deposição nos vales situados nas regiões costeiras dos continentes durante metade do Pleistoceno e todo o Holoceno (p. ex. Dabrio *et al.*, 2000; Blum & Aslam, 2006; e Vis & Kasse, 2009). Os depósitos do afloramento Morro do Papaléo, como explicado no item 3.5, tiveram em torno de 130000 anos de duração, o que coincide com o tempo de duração desses ciclos eustáticos do Quaternário e pode ser assumido como tempo médio de duração das sequências de 4ª ordem.

A assimetria de magnitude das variações do nível de base faz com que os tratos de sistemas de nível alto (TSNA), os tratos de sistemas de queda do nível de base (TSQNB) e os tratos de sistemas de nível baixo (TSNB) se confundam, pois todos têm padrões de empilhamentos progradacionais (item 1.3.3 – Catuneanu, 2006). Assim sendo, a sequência ideal de 4ª ordem para a área estudada pode ser descrita da seguinte forma (Figura 72):

- 1) Inicia-se com a queda do nível de base e exposição subaérea dos sedimentos previamente depositados. Esse intervalo é chamado de trato de sistemas de queda do nível de base (TSQNB) e, com os dados deste estudo, não há como saber se houve espaço para acomodação de sedimentos durante este estágio. Isto porque a área de trabalho está na porção proximal da bacia, onde provavelmente não existiu espaço suficiente para a preservação dos depósitos sedimentares. Talvez nas porções mais distais da bacia se possa identificar algum registro deste trato de sistemas, apesar da ausência de uma quebra de plataforma deposicional (Milani, 1997). Após sua queda, o nível de base começa a subir e então gera-se espaço de acomodação para a formação do trato de sistemas de nível baixo (TSNB) (Figura 72). Nesse espaço, em função da taxa de subida do nível de base ser menor que a taxa de aporte sedimentar, progradam os sistemas fluviais (Af2) (sequências 1 a 6 da

Figura 71 e Figura 72A). No entanto no topo dos poços LM-04 e LM-05 o TSNB é caracterizado pela progradação de leques deltaicos (Af1) (sequências 7 a 10 da Figura 71), ao invés da Af2. Isto porque neste intervalo estratigráfico, condicionado pela tendência do ciclo de 3<sup>a</sup> ordem, o sistema fluvial já havia retrogradado o bastante para não conseguir chegar até as posições destes poços no vale.

- 2) Sobreposto aos canais fluviais que caracterizam o TSNB, ocorre a superfície de regressão máxima (topo dos hemiciclos de raseamento da Figura 71), que é marcada pelo início da influência de marés nos canais fluviais (Af5) (Figura 72B). A partir desse momento, novamente a taxa de subida do nível de base é maior que a taxa de aporte sedimentar, fazendo com que os sistemas retrogradem e construam o trato de sistemas transgressivos (TST).
- 3) Os canais fluviais influenciados por maré (Af5) são afogados gradativamente e diacronicamente em direção ao continente, formando a, chamada aqui, superfície de afogamento (SA – Figura 72C). Esta superfície é caracterizada pela sobreposição das fácies estuarinas (Af6) nas outras associações de fácies (Gupta, 1999; e Yoshida, 2000). A SA é observada desta forma em todas as sequências e em todos os poços, sendo a única exceção o afloramento Morro do Papaléo onde as fácies estuarinas são substituídas pela associação de fácies externas aos canais (Figura 71 e Figura 72C). Dentro da Af6 ocorre a superfície de inundação máxima (SIM), a qual finaliza o trato de sistemas transgressivos (TST). Esta superfície é caracterizada pelos altos valores dos perfis de raios-gama (RG) (Figura 71). No afloramento Morro do Papaléo, onde foram feitas medições com gamaespectral, se amostrou um pico de RG que representa a SIM. Este pico mostrou uma baixa razão Tório/Urânio, o que, como comentando anteriormente, indica um momento de anoxia extrema nos corpos estuarinos (Myers & Wignall, 1987; e Anderson & Worden, 2004). A SIM frequentemente está muito próxima à discordância subaérea (DS) (Figura 71), preservando um delgado intervalo de trato de sistemas de nível alto (TSNA). Possivelmente esta baixa preservação do TSNA se deve a erosão causada pelos sistemas fluviais de alta energia que incidem o vale estuarino durante a queda seguinte do nível de base. No entanto em posições localizadas do paleovale podem ocorrer a preservação do TSNA, como por exemplo, na sequência 4 do poço LM-09

(Figura 71). Isto é possível somente porque no local do poço LM-09 há uma alta taxa de aporte sedimentar, como foi mencionado anteriormente, que supera a taxa de subida do nível de base e ocasiona a substituição dos depósitos estuarinos por depósitos deltaicos (*bayhead delta*).

Seguindo essas características genéricas do ciclo ideal de 4<sup>a</sup> ordem serão descritas as variações específicas de cada uma das sequências de 4<sup>a</sup> ordem identificadas neste estudo.

Sequência 1 (Figura 71) – Ocorre nos primeiros estágios do TSNB de 3<sup>a</sup> ordem, e por isso na região mais proximal (afloramento Morro do Papaléo, poços LM-05 e LM-04) é composta somente pela amalgamação de canais fluviais (Af2), sendo seu topo definido a partir de um aumento relativo dos raios-gama. Em direção a bacia (poços LM-09 e LM-10) os canais fluviais começam a ser influenciados por maré (Af5) e há a presença de depósitos estuarinos (Af6) (Figura 71). Apesar do baixo espaço de acomodação relativo à sequência de 3<sup>a</sup> ordem, percebe-se que o vale foi erodido, em um rebaixamento do nível de base anterior, gerando espaço para que durante a subida do nível de base de 4<sup>a</sup> ordem depositassem fácies de mais baixa energia (Af6) na posição mais distal da área analisada neste trabalho.

Sequência 2 (Figura 71) – É caracterizada por um predomínio de canais fluviais com influência de maré (Af5), onde durante a subida do nível de base são sobrepostos por depósitos estuarinos na região distal (poços LM-09 e LM-10), enquanto que na região proximal (afloramento Morro do Papaléo, e o poço LM-04), além da Af6, são sobrepostos por depósitos de leques deltaicos e pelas fácies de carvão. Os leques deltaicos representam locais específicos no vale onde a taxa de aporte de sedimentos foi mais alta e conseguiu superar a taxa de subida do nível de base, gerando um padrão progracional. Estes leques foram imageados por GPR e identificados em fotomosaicos no afloramento Morro do Papaléo, mostrando um caráter multiepisódico. Os carvões marcam posições na planície do vale onde se teve um acúmulo preferencial de material vegetal. A superfície de máxima inundação (SIM) desta sequência foi escolhida como *datum* da seção de correlação da Figura 71. Essa escolha foi feita porque há uma assinatura no perfil de raios-gama muito destacada, com valores relativamente mais altos em todos os poços e inclusive no afloramento Morro do Papaléo.

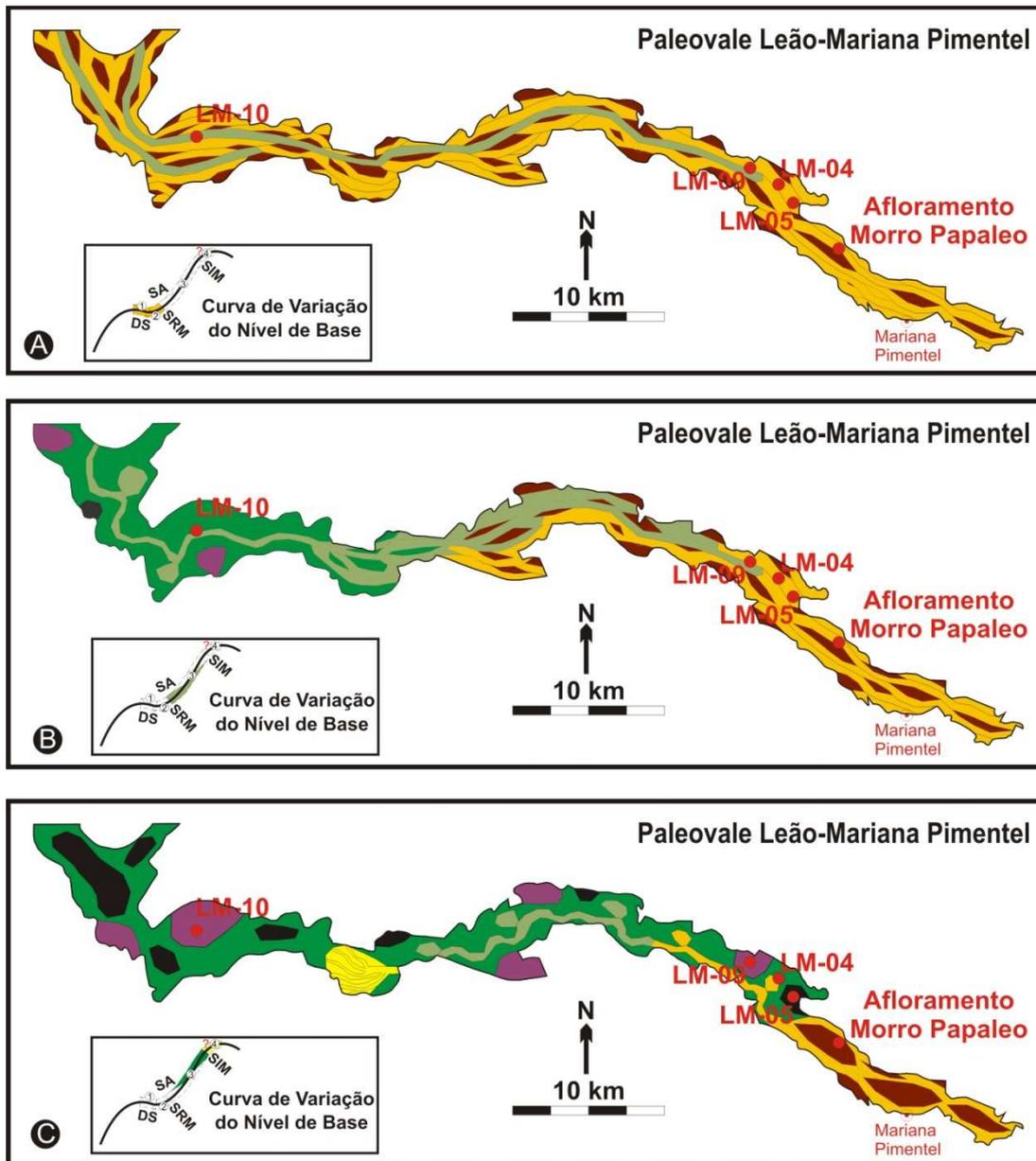


Figura 72. Ilustração esquemática da evolução paleogeográfica ao longo do paleovale Leão-Mariana Pimentel durante a sequência de 4ª ordem ideal da porção inferior do intervalo estratigráfico analisado. As cores representam as associações de fácies (legenda na Figura 71). DS=discordância subaérea. SRM=superfície de regressão máxima. SIM=superfície de inundação máxima. 1=trato de sistemas de queda do nível de base. 2=trato de sistemas de nível baixo. 3=trato de sistemas transgressivo. 4=trato de sistemas de nível alto.

Sequência 3 (Figura 71) – Durante o TSNB de 4ª ordem ocorre um predomínio de canais fluviais em toda a área do paleovale Leão-Mariana Pimentel, os quais, na região mais distal (poços LM-04, LM-09 e LM-10), são sobrepostos por canais fluviais com influência de maré, no poço LM-05 são sobrepostos pela Af6, e no afloramento Morro do Papaléo são sobrepostos pela Af3, materializando a SRM de 3ª e 4ª ordens e iniciando o TST de 3ª e 4ª ordens. Em pontos localizados do paleovale, novamente podem ocorrer progradações representadas por leques

deltaicos (LM-09 e LM-10 da Figura 71). Essa sequência é importante, pois ela representa no afloramento Morro do Papaléo o complexo de canais inferior, detalhado anteriormente, sendo sua base o limite entre as sequências II e III de Iannuzzi *et al.* (2003) (Figura 61, Figura 62, Figura 63, Figura 64, Figura 65). A partir das análises feitas no afloramento e das características observadas nos testemunhos e perfis (item 3.2.2), podemos inferir que o estilo do sistema fluvial, durante o TSNB da sequência 3, era entrelaçado perene com presença de depósitos externos aos canais (Figura 72A).

Sequência 4 (Figura 71) – De uma forma geral esta sequência mostra uma grande variação lateral de associações de fácies que ilustra o início do TST de 3ª ordem. No poço LM-10, já não ocorrem mais sistemas fluviais, sendo a sequência inteira representada por depósitos estuarinos, que de acordo com as variações do nível de base, preserva espessuras menores com continuidades laterais maiores de carvão no início e no final da sequência e espessuras maiores com continuidades laterais menores próximo do período de inundação máxima do vale (Bohacs & Suter, 1997). No poço LM-09 ocorre inicialmente uma intercalação das associações de fácies de canais fluviais com e sem influência de maré que é sobreposta por um delta de cabeceira de estuário (*bayhead delta* – Figura 7) e por leques deltaicos, os quais mostram a progradação de 4ª ordem (TSNA) e são o único exemplo deste sistema deposicional amostrado pelos poços deste estudo. Isto significa que nesse momento o sistema estuarino do paleovale Leão-Mariana Pimentel era dominado por ondas na sua desembocadura, preservando uma bacia central (Figura 7) a frente do *bayhead delta*. Nos poços LM-04 e LM-05, se percebem uma diminuição de espessura e uma mudança no padrão de empilhamento (granodecrescência clara) da Af2 em relação às sequências de 4ª ordem anteriores. Isto pode significar uma mudança no estilo fluvial de entrelaçado para meandrante, nesta porção do vale. Na região proximal, o afloramento Morro do Papaléo mostra um predomínio de um sistema fluvial entrelaçado, o qual, pela parametrização feita no item 3.4.1, parece ter canais com geometria em lençol mais desconfinados (razão w/t de 66) que o complexo de canais da sequência 3. Isto talvez seja uma resposta a menor incisão deste sistema associada ao TST de 3ª ordem.

Sequência 5 (Figura 71) – Neste momento a bacia central do estuário já avançou bastante em direção ao continente, e a sequência é melhor caracterizada na região dos poços LM-04 e LM-09, onde ainda existe um aporte sedimentar local. Esta sequência é construída por sistemas fluviais na sua base (TSNB), que gradativamente em direção ao topo vão sofrendo influência de maré e são

sobrepostos por leques deltaicos e por depósitos estuarinos (TST). O sistema fluvial possivelmente também tem estilo meandrante ou reto, pois ocorre como lentes no meio da planície estuarina. Os leques devem ser fontes locais vindas da lateral do vale, no entanto eles são importantes porque parecem condicionar a formação de carvão sobreposta a eles.

Sequência 6 (Figura 71) – Esta sequência é muito semelhante a anterior, só que a espessura dos depósitos fluviais é menor e o topo dela no poço LM-09 registra uma possível exposição associada a formação de lateritos, como dito anteriormente.

Sequência 7 (Figura 71) – Nesse período na região do poço LM-10, como já mencionado, forma-se a superfície de ravinamento por ação de ondas, enquanto que na região dos poços LM-04 e LM-09, leques deltaicos substituem o sistema fluvial como representante do TSNB de 4ª ordem e os depósitos de bacia central representam o TST de 4ª ordem. A partir desse momento é plausível de se afirmar que o paleovale Leão-Mariana Pimentel iniciava a sua colmatação. Isto porque a linha de costa já estava vale adentro (presença da Af8).

Sequências 8 e 9 (Figura 71) – São muito semelhantes à sequência 7. A não ser pelos depósitos da Af1 que ao invés de terem clastos de origem do embasamento lateral ao vale são compostos por clastos intrabaciais (litofácies Cm<sub>sm1</sub>). Associado a isto a Af1 está nesse momento estratigráfico próxima dos depósitos da Af7, o que faz se aventar a idéia de que a Af1 neste intervalo pode ter origem de tempestades que cortam as barreiras de um sistema laguna/barreira e formam leques de lavagem (*washover fan* – Figura 7).

Sequência 10 (Figura 71) – Esta sequência marca a aparição de um sistema costeiro de *shoreface* superior/*foreshore*, ou a barreira de um sistema laguna/barreira. Isto evidencia a colmatação do vale e a transgressão de 3ª ordem da linha de costa.

## 4. CONCLUSÕES

O topo do afloramento Morro do Papaléo (sequência III de Iannuzzi *et al.*, 2003) expõe dois complexos de canais de um sistema fluvial entrelaçado perene (Miall, 1996), os quais representam os depósitos proximais de um vale estuarino que foi preenchido durante diversos ciclos glaciais e interglaciais de em média cem mil anos (sequências de 4ª ordem).

Os ciclos de 4ª ordem são caracterizados por: (1) um trato de sistemas de nível baixo composto predominantemente por canais fluviais; (2) um trato de sistemas transgressivos construído na sua maior parte por canais fluviais influenciados por maré e por depósitos estuarinos de bacia central; e (3) um trato de sistemas de nível alto, o qual é representado por depósitos de deltas de cabeceira de estuário e está muito mal preservado devido às fortes erosões causadas pelo rebaixamento posterior do nível de base.

Estes ciclos compõem a primeira sequência de 3ª ordem da Formação Rio Bonito (Holz *et al.*, 2010) a qual, no paleovale Leão-Mariana Pimentel, é representada na sua base por um predomínio do sistema fluvial que gradativamente em direção ao topo é afogado e substituído por um predomínio do sistema estuarino e posteriormente por um predomínio do sistema marinho/costeiro. Dentro desse contexto de 3ª ordem o afloramento Morro do Papaléo situa-se na transição entre os tratos de sistemas de nível baixo e transgressivo, próximo à superfície de regressão máxima (*sensu* Catuneanu, 2006). Sendo assim, nesse período, como a linha de costa estava a aproximadamente 100km do afloramento, desenvolveu-se um amplo sistema fluvial entrelaçado perene no paleovale Leão-Mariana Pimentel.

Esse sistema fluvial, como paramentrizado no afloramento Morro do Papaléo, era composto de canais simples de em média 120m de largura por 2,5m de espessura, que evoluíam avulsionando por fatores autocíclicos e acabaram construindo um arcabouço litológico composto predominantemente por arenitos com lentes de pelitos associados aos depósitos externos aos canais. Estes depósitos externos aos canais eram bancos relativamente estáveis que desenvolviam vegetação arbustiva e arbórea, como indicado por Iannuzzi *et al.* (2006). Os canais eram compostos predominantemente por macroformas de barras de meio de canal, que tinham tanto acresção frontal quanto acresção lateral, e por formas de leito sub-horizontais, os quais respondiam a um regime de fluxo relativamente constante e de alta energia, associado à alta inclinação da bacia de drenagem do rio (vale) e a alta intensidade de chuvas de um período interglacial.

A partir desse arcabouço deposicional multiescalar descrito acima é possível indentificar-se uma hierarquia de superfícies e unidades estratigráficas (sequências deposicionais de 3<sup>a</sup> e 4<sup>a</sup> ordens) e sedimentológicas (superfícies de Miall, 1988) que podem servir de análogas para a compreensão do fluxo de fluidos em reservatórios de água e de hidrocarbonetos.

## 5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Ainsworth, R.B. 1991, Sedimentology and high resolution sequence stratigraphy of the Bearpaw-Horseshoe Canyon Transition (Upper Cretaceous), Drumheller, Alberta, Canada. **Dissertação de Mestrado**. McMaster University, Hamilton, Ontario. 213 p.
- Allen, J. R. L. 1983. Studies in fluvial sedimentation: bars, bar complexes and sandstone sheets (low sinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Devonian), Welsh Borders. **Sedimentary Geology**, **33**: p. 237-293.
- Allen, G.P. & Posamentier, H.W. 1993. Sequence stratigraphy and facies model of an incised valley fill: the Gironde estuary, France. **Journal of Sedimentary Petrology**, **63**: p. 378 - 391.
- Almeida, F.F.M. 1980. **Tectônica da Bacia do Paraná no Brasil**. São Paulo: Paulipetro, 187p. (relatório interno)
- Andersson, P.O.D. & Worden R.H. 2004. Mudstones of the Tanqua Basin, South Africa: an analysis of lateral and stratigraphic variations within mudstones, and a comparison of mudstones within and between turbidite fans. **Sedimentology**, **51**: p.479-502.
- Annan, A.P. & Davis, J.L. 1976. Impulse radar sounding in permafrost. **Radio Science**, **11**: p. 383–394.

- Aslan, A. & Blum, M.D. 1999. Contrasting styles of Holocene avulsion, Texas Gulf Coastal Plain, USA. In: Smith, N.D. & Rogers, J. (eds) **Fluvial Sedimentology VI**. London, Blackwell Science. p. 193-209 (Special Publication Number 28 of the International Association of Sedimentologists).
- Bentham, P.A.; Talling, P.J.; & Burbank, D.W. 1998. Braided stream and flood-plain deposition in a rapidly aggrading basin: the Escanilla formation, Spanish Pyrenees. In: Best, J. L. & Bristow, C. S (eds) **Braided rivers**. London, Geological Society Special Publication Classics. p. 177-194.
- Blum, M.D. & Aslan, A. 2006. Signatures of climate vs. sea-level change with incised valley-fill successions: Quaternary examples from the Texas Gulf Coast. **Sedimentary Geology**, **190**: p. 177-211.
- Bohacs, K. & Suter, J. 1997. Sequence stratigraphic distribution of coaly rocks: fundamental controls and paralic examples. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, **81**: p. 1612-1639.
- Bortoluzzi, C.A.; Piccoli, A.E.M.; Correa da Silva, Z.C.; Cazzulo-Klepzig, M.; Bossi, G.E. & Andreis, R.R. 1980. Estudo geológico da Bacia Carbonífera de Gravataí-Morongava. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, 1980, Camboriú. **Anais...**, SBG. v. 1, p. 157-174.
- Bown, T.M. 1986. Paleosols and time resolution in alluvial stratigraphy. In: Wright, V.P. (ed) **Paleosols: Their recognition and interpretation**. Blackwell Scientific Publications, London. p. 180-207.
- Boyd, 2009. Site da AAPG: [http://www.aapg.org/education/dist\\_lect/boyd\\_ab2.cfm](http://www.aapg.org/education/dist_lect/boyd_ab2.cfm)
- Boyd, R.; Dalrymple, R.W. & Zaitlin, B.A. 1992. Classification of coastal sedimentary environments. **Sedimentary Geology**, **80**: p. 139–150.
- Bridge, J.S. 1993a. Description and interpretation of fluvial deposits: a critical perspective. **Sedimentology**, **40**: p. 801-810.
- Bridge, J.S. 1993b. The interaction between channel geometry, water flow, sediment transport and deposition in braided rivers. In: Best, J.L. & Bristow, C.S. (eds) *Braided Rivers*, London, Geological Society Special Publication Classics. p. 13-71.

- Brierley, G.J. 1996. Channel morphology and element assemblages: a constructivist approach to facies modeling. Carling, P.A. & Dawson, M.R. (eds) **Advances in fluvial dynamics and stratigraphy**. London, John Wiley. p. 263-298.
- Bristow, C.S. & Best, J.L. 1993. Braided rivers: perspectives and problems. In: Best, J.L. & Bristow, C.S. (eds) *Braided Rivers*, London, Geological Society Special Publication Classics. p. 1-11.
- Bristow, C.S.; Skelly, R.L.; & Ethridge, F.G. 1999. Crevasse splays from the rapidly aggrading, sand-bed, braided Niobrara River, Nebraska: effect of base-level rise. **Sedimentology**, **46**: p. 1029-1047.
- Burjack, M.L.A.; Cazzulo-Klepzig, M.; Dias-Fabrício, M.E.; Guerra-Sommer, M.; Marques-Toigo, M.; Paim, P.S.G. & Lavina, E.L.C. 1982. Perfil paleoecológico do afloramento morro papaleo, permiano inferior da bacia do Paraná, Rio Grande do Sul, Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., 1982, Salvador. **Anais...**, SBG. v. 4, p. 1260-1270.
- Catuneanu, O. 2006. **Principles of Sequence Stratigraphy**. Elsevier, Amsterdam. 355p.
- Catuneanu, O. & Elango, H.N. 2001. Tectonic control on fluvial styles: the Balfour Formation of the Karoo Basin, South Africa. **Sedimentary Geology**, **140**: p. 291-313.
- Catuneanu, O.; Abreu, V.; Bhattacharya, J.P.; Blum, M.D.; Dalrymple, R.W.; Eriksson, P.G.; Fielding, C.R.; Fisher, W.L.; Galloway, W.E.; Gibling, M.R.; Giles, K.A.; Holbrook, J.M.; Jordan, R.; Kendall, C.G.St.C.; Macurda, B.; Martinsen, O.J.; Miall, A.D.; Neal, J.E.; Nummedal, D.; Pomar, L.; Posamentier, H.W.; Pratt, B.R.; Sarg, J.F.; Shanley, K.W.; Steel, R.J.; Strasser, A.; Tucker, M.E. & Winker, C. 2009. **Earth-Science Reviews**, **92**: p. 1-13.
- Cattaneo, A. & Steel, R.J. 2003. Transgressive deposits: a review of their variability. **Earth-Science Reviews**, **62**: p. 187-228.
- Chakraborty, C. & Bose, P.K. 1992. Ripple/dune to upper stage plane bed transition: some observation from the ancient record. **Geol. J.**, **27**: p. 349-359.

- Christie-Blick, N. 1991. Onlap, offlap, and the origin of unconformity-bounded depositional sequences. **Marine Geology**, **97**: p. 35-56.
- Collinson, J.D. 1996. Alluvial sediments. In: Reading, H.G. (ed) **Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy**. Blackwell, Cambridge, EUA. p. 37-82.
- Cross, T.A. 1991. High-resolution stratigraphic correlation from the perspectives of base-level cycles and sediment accommodation. In: Dolson, J. (ed) **Unconformity Related Hydrocarbon Exploration and Accumulation in Clastic and Carbonate Settings**, shortcourse notes. Rocky Mountain Association of Geologists. p. 28–41.
- Crowell, J.C. 1999. **Pre-Mesozoic Ice Ages: Their Bearing on Understanding the Climate System**. Geological Society of America. Memoirs 192.
- Crowley, T.J. & Baum, S.K. 1991. Estimating Carboniferous sea-level fluctuations from Gondwana ice extent. **Geology**, **19**: p. 975-977.
- Crowley, T.J. & Baum, S.K. 1992. Modeling late Paleozoic glaciation. **Geology**, **20**: p. 507-510.
- Dabrio, C.; Zazo, C.; Goy, J.; Sierro, F.; Borja, F.; Lario, J.; González, J. & Flores, J. 2000. Depositional history of estuarine infill during the last postglacial transgression (Gulf of Cadiz, southern Spain). **Marine Geology**, **162**: p. 381-404.
- Dalrymple, R.W.; Zaitlin, B.A. & Boyd, R. 1992. Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications. **J. Sed. Petrol.**, **62**: p. 1130–1146.
- Dalrymple, M.; Prosser, J. & Williams, B. 1998. A dynamic systems approach to the regional controls on deposition and architecture of alluvial sequences, illustrated in the Staffjord Formation (United Kingdom, Northern North Sea). In: Shanley, K.W. & McCabe, P.J. (eds) **Relative role of eustasy, climate, and tectonism in continental rocks**. Tulsa, Oklahoma, SEPM Geology. p. 17-29 (Special publication n. 59).
- Daniels, D.J. 1996. **Surface-Penetrating Radar**. Institute of Electrical Engineers, London.

- Davies, D.K.; Williams, B.P.J.; & Vessell, R.K. 1993. Dimensions and quality of reservoirs originating in low and high sinuosity channel systems, Lower Cretaceous Travis Peak Formation, East Texas, USA. In: North, C.P. & Prosser, D.J. (eds) **Characterization of fluvial and aeolian reservoirs**. London, UK, Geological Society. p. 95-121. (Special publication N. 73).
- Ekes, C. & Hickin, E.J. 2001. Ground penetrating radar facies of the paraglacial Cheekye Fan, southwestern British Columbia. **Sedimentary Geology**, **143**: p. 199-217.
- Embry, A.F. & Johannessen, E.P. 1992. T–R sequence stratigraphy, facies analysis and reservoir distribution in the uppermost Triassic–Lower Jurassic succession, Western Sverdrup Basin, Arctic Canada. In: Vorren, T.O.; Bergsager, E.; Dahl-Stamnes, O.A.; Holter, E.; Johansen, B.; Lie, E. & Lund, T.B. (eds) **Arctic Geology and Petroleum Potential**. Special Publication, 2. Norwegian Petroleum Society, p. 121–146.
- Ethridge, F.G.; Wood, L.J. & Shumm, S.A. 1998. Cyclic variables controlling fluvial sequence development: problems and perspectives. In: Shanley, K.W. & McCabe, P.J. (eds) **Relative role of eustasy, climate, and tectonism in continental rocks**. Tulsa, Oklahoma, SEPM Geology. p. 17-29 (Special publication n. 59).
- Fielding, C.R.; Frank, T.D.; Birgenheier, L.P.; Rygel, M.C.; Jones, A.T. & Roberts, J. 2008. Stratigraphic imprint of the Late Paleozoic Ice Age in eastern Australia: a record of alternating glacial and nonglacial climate regime. **Journal of the Geological Society**, **165**: p. 129-140.
- Fischbein, S.A.; Joeckel, R.M. & Fielding, C.R. 2009. Fluvial-estuarine reinterpretation of large, isolated sandstone bodies in epicontinental cyclothems, Upper Pennsylvanian, northern Midcontinent, USA, and their significance for understanding late Paleozoic sea-level fluctuations. **Sedimentary Geology**, **216**: p. 15-28.
- Frakes, L.A. & Francis, J.E. 1988. A guide to Phanerozoic cold polar climates from high-latitude ice-rafting in the Cretaceous. **Nature**, **333**: p. 547-549.
- Frakes, L.A.; Francis, J.E. & Syktus, J.I. 1992. **Climate Modes of the Phanerozoic**. Cambridge University Press, Cambridge.

- Frazier, D.E. 1974. Depositional episodes: their relationship to the Quaternary stratigraphic framework in the northwestern portion of the Gulf Basin. University of Texas at Austin, Bureau of Economic Geology. **Geological Circular**, **4(1)**. 28 p.
- Friend, P.F.; Slater, M.J. & Williams, R.C. 1979. Vertical and lateral building of river sandstone bodies, Ebro Basin, Spain. **Journal of Geological Society of London**, **136**: p. 39-46.
- Galloway, W.E. 1981. Depositional architecture of Cenozoic Gulf Coastal plain fluvial systems. In: Ethridge, F.G. & Flores, R.M. (eds) **Recent and ancient nonmarine depositional environments: models for exploration**. Tulsa, Oklahoma, SEPM Geology. p. 127-155 (Special Publication n. 31).
- Galloway, W.E. 1989. Genetic stratigraphic sequences in basin analysis, I. Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, **73**: p. 125-142.
- Galloway, W.E. & Hobday, D. K. 1996. **Terrigenous clastic depositional systems**. Heidelberg, Springer-Verlag. p. 390-444.
- González-Bonorino, G. & Eyles, N. 1995. Inverse relationship between ice extent and the late Paleozoic glacial record of Gondwana. **Geology**, **23**: p. 1015-1018.
- Guerra-Sommer, M.; Cazzulo-Klepzig, M.; Santos, J.O.S.; Hartmann, L.A.; Ketzer, J.M.; & Formoso, M.L.L. 2008. Radiometric age determination of tonsteins and stratigraphic constraints for the Lower Permian coal succession in southern Paraná Basin, Brazil. **International Journal of Coal Geology**, **74**: p. 13-27.
- Gupta S. 1999. Controls on sedimentation in distal margin palaeovalleys in the Early Tertiary Alpine foreland basin, south-eastern France. **Sedimentology**, **46**: p. 357-384.
- Halfar, J.; Riegel, W. & Walther, H. 1998. Facies architecture and sedimentology of a meandering fluvial system: a Palaeogeno example from the Weisselster Basin, Germany. 1998. **Sedimentology**, **45**: p. 1-17

- Haq, B.U.; Hardenbol, J. & Vail, P.R. 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present). **Science**, **235**: p. 1156-1166.
- Heap, A.; Bryce, S.B.; Ryan, D.A.; Radke, L; Smith, C.; Smith, R.; Harris, P. & Heggie, D. 2001. Australian estuaries and coastal waterways: **A geoscience perspective for improved and integrated resource management**. AGSO Record 2001/07.
- Heap, A.D.; Bryce, S.B. & Ryan, D.A. 2004. Facies evolution of Holocene estuaries and deltas: a large-sample statistical study from Australia. **Sedimentary Geology**, **168**: p. 1-17
- Holz, M. 1995. **O intervalo gonduânico basal (Eo-Permiano) da Bacia do Paraná na região nordeste do Rio Grande do Sul – um exercício de Estratigrafia**. Porto Alegre. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2v
- Holz, M. 1999. Early Permian sequence stratigraphy and the paleogeographic evolution of the Paraná Basin in southernmost Brazil. **Journal of African Earth Sciences**, **29**: p. 51-61.
- Holz, M. 2003. Sequence stratigraphy of a lagoonal estuarine system – an example from the lower Permian Rio Bonito Formation, Paraná Basin, Brazil. **Sedimentary Geology**, **162**: p. 305-331.
- Holz, M. & Carlucci, R. 2000. Litoestratigrafia, estratigrafia de seqüências e evolução paleogeográfica da zona de borda da Bacia do Paraná no Rio Grande do Sul durante o Eo-Permiano. In: Holz, M. & De Ros, L.F. (eds) **Geologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre, CIGO/UFRGS. p. 303-322.
- Holz, M.; Küchle, J.; Philipp, R.P.; Bischoff, P. & Arima, N. 2006. Hierarchy of tectonic control on stratigraphic signatures: base-level changes during the Early Permian in the Paraná Basin, southernmost Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, **22**: p. 185-254.
- Holz, M.; França, A.B.; Souza, P.A.; Iannuzzi, R. & Rohn, R. 2010a. A stratigraphic chart of the Late Carboniferous/Permian succession of the eastern border of the Paraná Basin, Brazil, South America. **Journal of South American Earth Sciences**, **29**: p. 381-399.

- Holz, M.; Kalkreuth, W. & Rolim, S.B.A. 2010b. Extension of the Paraná Basin to offshore Brazil: Implications for coalbed methane evaluation. **Marine and Petroleum Geology**, **27**: p. 1119-1132.
- Hornung, J. & Aigner T. 1999. Reservoir and aquifer characterization of fluvial architectural elements: Stubensandstein, Upper Triassic, southwest Germany. **Sedimentary Geology**, **129**: p. 215-280.
- Hunt, D. & Tucker, M.E. 1992. Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall. **Sedimentary Geology**, **81**: p. 1-9.
- Hunt, D. & Tucker, M.E. 1995. Reply to discussion. **Sedimentary Geology**, **95**: p. 147-160.
- Hyde, W.T.; Crowley, T.J.; Tarasov, L. & Paltier, W.R. 1999. The Pangean ice age: Studies with a coupled climate-ice sheet model. **Climate Dynamics**, **15**: p. 619-629.
- Iannuzzi, R.; Marques-Toigo, M.; Scherer, C.M.S.; Caravaca, G.; Vieira, C.E.L.; Perereira, L.S. 2003. Reavaliação da fitobioestratigrafia da seqüência gondvânica sul-riograndense: estudo de caso do afloramento Morro Papaleo (Bacia do Paraná, Permiano Inferior). In: ENCONTRO SOBRE A ESTRATIGRAFIA DO RIO GRANDE DO SUL: ESCUDOS E BACIAS, 1, 2003, Porto Alegre. **Anais**, p. 182-185.
- Iannuzzi, R.; Scherer, C.M.S.; Souza, P.A.; Holz, M.; Caravaca, G.; Adami-Rodrigues, K.; Tybusch, G.P.; Souza, J.M.; Smaniotto, L.P.; Fischer, T.V.; Silveira, A.S.; Lykawka, R.; Boardman, D.R.; Barboza, E.G. 2006. Afloramento Morro do Papaléo, Mariana Pimentel, RS - Registro ímpar da sucessão sedimentar e florística pós-glacial do Paleozóico da Bacia do Paraná. In: Winge, M.; Schobbenhaus, C.; Berbert-Born, M.; Queiroz, E.T.; Campos, D.A.; Souza, C.R.G.; Fernandes, A.C.S. (eds) **Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil**. Publicado na Internet em 11/12/2006 no endereço <http://www.unb.br/ig/sigep/sitio101/sitio101.pdf>
- Isbell, J.L.; Lenaker, P.A.; Askin, R.A.; Miller, M.F. & Babcock, L.E. 2003a. Reevaluation of the timing and extent of late Paleozoic glaciations in Gondwana: Role of the Transantarctic Mountains. **Geology**, **31**: p. 977-980.

- Isbell, J.L.; Miller, M.F.; Wolfe, K.L. & Lenaker, P.A. 2003b. Timing of the late Paleozoic glaciations in Gondwana: Was glaciations responsible for the development of northern hemisphere cyclothems? In: Chan, M.A. & Archer, A.A. (eds) **Extreme Depositional Environments: Mega End Members in Geologic Time**. Geological Society of America. Special Papers, 370: p. 5-24.
- Jackson, R.G.II. 1975. Hierarchical attributes and a unifying model of bed forms composed of cohesionless material an produced by shearing flow. **Geological Society of Amemrican Bulletin**, **86**: p. 1523-1533.
- Jackson, R.G.II. 1978. Preliminary evaluation of lithofacies models for meandering alluvial streams. In: Miall AD (ed) **Fluvial sedimentology**. Calgary, Alberta, Canadian Society of Petroleum Geology. p. 187-198. (CSPG Memoir, 5).
- Jo, H.R. & Chough, S.K. 2001. Architectural analysis of fluvial sequences in the northwestern part of Kyongsang Basin (Early Cretaceous), SE Korea. **Sedimentary Geology**, **144**: p. 307-334.
- Johnson, J.G. & Murphy, M.A. 1984. Time-rock model for Siluro-Devonian continental shelf, western United States. **Geological Society of America Bulletin**, **95**. p. 1349-1359.
- Jones, S.J.; Frostick, L.E. & Astin, T.R. 2001. Braided stream and flood plain architecture: the Rio Vero Formation, Spanish Pyrenees. **Sedimentary Geology**, **139**: p. 229-260.
- Keighley, D.G. & Pickerill, R.K.1996. The evolution of fluvial systems in the Port Hood Formation (Upper Carboniferous), western Cape Breton Island, eastern Canada. **Sedimentary Geology**, **106**: p. 97-144.
- Khan, I.A.; Bridge, J.S.; Kappelman, J.; & Wilson, R.. 1997. Evolution of Miocene fluvial environments, eastern Potwar plateau, northern Pakistan. **Sedimentology**, **44**: p. 221-251.
- Komatsubara, J. 2004. Fluvial architecture and sequence stratigraphy of the Eocene to Oligocene Iwaki Formation, northeast Japan: channel-fills related to the sea-level change. **Sedimentary Geology**, **168**: p. 109-123.

- Korus, J.T.; Kvale, E.P.; Eriksson, K.A. & Joeckel, R.M. 2008. Compound paleovalley fills in the Lower Pennsylvanian New River Formation, West Virginia, USA: **Sedimentary Geology**, **208**: p. 15-26.
- Kraus, M.J. 1987. Integration of channel and floodplain suites, II. Vertical relations of alluvial paleosols. **Journal of Sedimentary Petrology**, **57**: p. 602-612.
- Kraus, M.J. & Wells, T.M. 1999. Recognizing avulsion deposits in the ancient stratigraphical record. In: Smith, N.D. & Rogers, J. (eds) **Fluvial Sedimentology VI**. London, Blackwell Science. p. 251-268 (Special Publication Number 28 of the International Association of Sedimentologists).
- Lenz, G.R. & Maciel, L.A.C. 1983. Mapeamento geológico da área Leão Mariana Pimentel, RS. In: **Estudos Tecnológicos, Acta Geológica Leopoldensia**, **21**: p. 131-144.
- Lopes, R. da C. 1995. **Arcabouço aloestratigráfico para o intervalo “Rio Bonito – Palermo” (Eopermiano da Bacia do Paraná), entre Butiá e São Sepé**. São Leopoldo. Dissertação de Mestrado, Universidade do Vale do Rio dos Sinos, 254p.
- Lopes, R. da C. 2004. **Arquitetura deposicional e potencial de armazenamento em arenitos associados às jazidas de carvão da formação Rio Bonito na Região do rio Jacuí, Rio Grande do Sul**. São Leopoldo. 257p. Tese de Doutorado, Centro de Ciências Exatas e Tecnológicas, Universidade do Vale do Rio dos Sinos.
- Lopes, R. da C. & Lavina, E.L.C. 2001. Estratigrafia de seqüências nas Formações Rio Bonito e Palermo (Bacia do Paraná), na região carbonífera do Baixo Jacuí, Rio Grande do Sul. In: Ribeiro, H.J.P.S. (org.) **Estratigrafia de seqüências: fundamentos e aplicações**. Editora da Universidade do Vale do Rio dos Sinos. p. 391-419.
- Lopes, R. da C.; Lavina, E.L.C. & Signoreli, N. 1986. Fácies sedimentares e evolução paleoambiental do Supergrupo Tubarão na borda leste da Bacia do Paraná: uma seção regional nos estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 24., 1986, Goiânia. **Anais...** SBG, v.1, p.206-218.

- Lopes, R. da C.; Lavina, E.L.C; Paim, P.S.G. & Goldberg, K. 2003. Carvão. In: Paim, P.S.G.; Faccini, U.F. & Netto, R.G. (Eds) **Geometria, arquitetura e heterogeneidades de corpos sedimentares: Estudos de Casos**. Editora da Universidade do Vale do Rio dos Sinos. p. 187-206.
- Martinius, A.W. & Gowland, S. 2011. Tide-influenced fluvial bedforms and tidal bore deposits (Late Jurassic Lourinhã Formation, Lusitanian Basin, Western Portugal). **Sedimentology**, **58**: p. 285-324.
- Martinsen, O. J.; Ryseth, A.; Helland-Hansen, W.; Flesche, H.; Torkildsen, G. & Idil, S. 1999. Stratigraphic base level and fluvial architecture: Ericson Sandstone (Campanian), Rock Springs Uplift, SW Wyoming, USA. **Sedimentology**, **46**: p. 235-259.
- Matos, R.R. 1999. **História Depositional e Idade do Intervalo Portador de Carvão da Formação Rio Bonito, Permiano da Bacia do Paraná, no Depósito de carvão de Candiota, RS**. Tese de doutoramento, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 170p.
- McLaurin, B.T. & Steel, R.J. 2000. Fourth-order nonmarine to marine sequences, middle Castlegate Formation, Book Cliffs, Utah. **Geology**, **28**: p. 359–362.
- Miall, A.D. 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. **Earth Science Reviews**, **22**: p. 261-308.
- Miall, A.D. 1988a. Facies architecture in clastic sedimentary basins. In: Kleinspehn, K.L. & Paola C. (eds) **New Perspectives in Basin Analysis**. New York, Springer Verlag. p. 63-81.
- Miall, A.D. 1988b. Architectural elements and bounding surfaces in fluvial deposits: anatomy of the Kayenta Formation (Lower Jurassic), southwest Colorado. **Sedimentary Geology**, **55**: p. 233-262.
- Miall, A.D. 1991. Hierarchies of architectural units in clastic rocks, and their relationship to sedimentation rate. In: Miall, A.D. & Tyler, N. **The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments, and its implications for hydrocarbon discovery and recovery**. Tulsa, Oklahoma, SEPM Geology. p. 3-15 ( SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology, 3).

- Miall, A. D. 1996. **The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology**. Berlin, Springer-Verlag, 582 p.
- Milani, E.J. 1997. **Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica Fanerozóica do Gondwana sul-ocidental**. Porto Alegre. 255p. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Milani, E.J.; Melo, J.H.G. de; Souza, P.A. de; Fernandes, L.A. & França, A.B. 2007. Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da Petrobras**, **15 (2)**: p. 265-287.
- Mitchum Jr. R.M. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 11: glossary of terms used in seismic stratigraphy. In: Payton, C.E. (ed) **Seismic Stratigraphy — Applications to Hydrocarbon Exploration**. Memoir, 26. American Association of Petroleum Geologists, p. 205-212.
- Morozova, G.S. & Smith N.D. 1999. Holocene avulsion history of the lower Saskatchewan fluvial system, Cumberland Marshes, Saskatchewan – Manitoba, Canada. In: Smith, N.D. & Rogers, J. (eds) **Fluvial Sedimentology VI**. London, Blackwell Science. p. 231-249 (Special Publication Number 28 of the International Association of Sedimentologists).
- Myers, K.J. & Wignall, P.B. 1987 Understanding Jurassic organic-rich mudrocks – new concepts using gamma-ray spectrometry and palaeoecology: examples from the Kimmeridge Clay of Dorset and Jet Rock of Yorkshire. In: Leggett, J.K. & Zuffa, G.G. (eds) **Marine Clastic Sedimentology: Concepts and Case Studies**. Graham and Trotman, London. p. 172–189.
- Neal A. 2004. Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. **Earth Science Review**, **66**: p. 261–330
- Nemec, W. & Steel, R.J. 1988. **Fan deltas: sedimentology and tectonic setting**. Glasgow, Blackie. 444p.
- Nichol, S.L. 1991. Zonation and sedimentology of estuarine facies in an incised valley, wave-dominated, microtidal setting. In: Smith, D.G.; Reinson, G.E.; Zaitlin, B.A. & Rahmani, R.A. (eds) **Clastic Tidal Sedimentology**. Can. Soc. Pet. Geol. Mem., 16: p. 41-58.

- Nichol, S.L.; Zaitlin, B.A. & Thom, B.G. 1997. The upper Hawesbury River, New South Wales, Australia: a Holocene example of an estuarine bayhead delta. **Sedimentology**, **44**: p. 263-286
- Paim, P.S.G.; Piccoli, A.E.M.; Sarturi, J.A.D.; Holz, M. & Granitoff, W. 1983. Evolução paleogeográfica do Supergrupo Tubarão na área de Mariana Pimentel-Faxinal, Guaíba, RS. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1. 1983, Porto Alegre. **Atas**, SBG. p. 140-159.
- Pasqualini, M.; Cunha, A.S.; Guerra-Sommer, M.; Piccoli, A.E.M. 1986. Análise paleoecológica de seqüências paleoflorísticas na área de Mariana Pimentel-Guaíba, RS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34., 1986, Goiânia. **Anais...** SBG, v.1, p.556-569.
- Philipp, R.P.; Nardi, L.V.S.; Bitencourt, M.F. 2000. O batólito de Pelotas no Rio Grande do Sul. In: Holz, M. & De Ros, L.F. (Eds). **Geologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: CIGO/UFRGS, 2000. p.133-160.
- Piccoli, A.E.M.; Paim, P.S.G.; Sarturi, J.A.D.; Holz, M.; Munaro, P. & Granitoff, W. 1983. Geologia do Supergrupo Tubarão na região de Mariana Pimentel-Faxinal, município de Guaíba, RS. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1. 1983, Porto Alegre. **Atas**, SBG. p. 125-139.
- Plink-Björklund, P. 2005. Stacked fluvial and tide-dominated estuarine deposits in high-frequency (fourth-order) sequences of the Eocene Central Basin, Spitsbergen. **Sedimentology**, **52**: p. 391-428.
- Plint, A.G. & Nummedal, D. 2000. The falling stage systems tract: recognition and importance in sequence stratigraphic analysis. In: Hunt, D. & Gawthorpe, R.L. (eds) **Sedimentary Response to Forced Regression**. Special Publication, 172. Geological Society of London, p. 1-17.
- Posamentier, H. W. & Allen, G. P. 1993. Variability of the sequence stratigraphic model: effects of local basin factors. **Sedimentary Geology**, **86**: p. 91-109.
- Posamentier, H.W. & Vail, P.R. 1988. Eustatic controls on clastic deposition II — sequence and systems tract models. In: Wilgus, C.K.; Hastings, B.S.; Kendall, C.G.St.C.; Posamentier, H.W.; Ross, C.A. & Van Wagoner, J.C. (eds) **Sea**

- Level Changes — An Integrated Approach.** Special Publication, 42. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM), p. 125-154.
- Posamentier, H.W. & Allen, G.P. 1999. Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications. **Concepts in Sedimentology and Paleontology, 7.** Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM). 210 p.
- Posamentier, H.W.; Jervey, M.T. & Vail, P.R. 1988. Eustatic controls on clastic deposition I — conceptual framework. In: Wilgus, C.K.; Hastings, B.S.; Kendall, C.G.St.C.; Posamentier, H.W.; Ross, C.A. & Van Wagoner, J.C. (eds) **Sea Level Changes — An Integrated Approach.** Special Publication, 42. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM), p. 110-124.
- Potter, P.E. 1967. Sand bodies and sedimentary environments: a review. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 51:** p. 337-365.
- Pritchard, D.W. 1967. What is an estuary? Physical viewpoint. In: Lauff, G.H. (ed) **Estuaries.** American Association for the Advancement of Science, 83: p. 3 - 5.
- Ray, S. & Chakraborty, T. 2002. Lower Gondwana fluvial succession of the Pench-Kanhan valley, India: stratigraphic architecture and depositional controls. **Sedimentary Geology, 151:** p. 243-271.
- Reineck, H.E. & Singh, I.B. 1980. **Depositional sedimentary environments.** New York, Springer-Verlag. p. 257-314.
- Reinson, G.E., 1992. Transgressive barrier island and estuarine systems. In: Walker, R.G. & James, N.P. (eds) **Facies Models - Response to Sea Level Change.** Geological Association of Canada Publications: p. 179– 194.
- Reynolds, J.M. 1997. **An Introduction to Applied and Environmental Geophysics.** Wiley, Chichester.
- Ribeiro, G.V.B. 1987. Correlação estratigráfica entre três bacias carboníferas do Paleovale Leão-Mariana Pimentel (RS). In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3., 1987, Curitiba, PR. **Boletim de resumos expandidos, SBG.** p. 335-349.
- Richards, K; Chandra, S.; & Friend, P. 1993. Avulsive channel systems: characteristics and examples. In: Best, J. L. & Bristow, C. S. (eds) **Braided rivers.** London, Geological Society Special Publication Classics. p. 195-203.

- Robinson, J.W. & McCabe, P.J. 1997. Sandstone-body and shale-body dimensions in a braided fluvial system: Salt Wash Sandstone Member (Morrison Formation), Garfield County, Utah. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, **81**: p. 1267-1291.
- Roe, S.L. 1987. Cross-strata and bedforms of probable transitional dune upper-stage plane-bed origin from a Late Precambrian fluvial sandstone, northern Norway. **Sedimentology**, **34**: p. 80-101.
- Roesler G. A.; Iannuzzi, R.; Boardman, D.R. & Baroni, C.L. 2008. Uma nova espécie de *Phyllothea* Brongniart (Townrow) no Permiano Inferior da Bacia do Paraná, RS. **Gaea Journal of Geoscience**, **4(1)**: p. 14-23.
- Rust, B.R. 1978. A classification of alluvial channel systems. In: Miall AD (ed) **Fluvial sedimentology**. Calgary, Alberta, Canadian Society of Petroleum Geology. p. 187-198. (CSPG Memoir, 5).
- Saunderson, H.C. & Lockett, F.P.J. 1983. Flume experiments on bedforms and structures at the dune plane bed transition. In: Collinson, J.D. & Lewin, I. (eds) **Modern and ancient fluvial systems**. Int. Assoc. Sediment. Special. Publ. 6. p. 49-59.
- Scherer, C.M.S. 2004. **Sedimentologia e estratigrafia de sistemas fluviais e eólicos**. Apostila de aula (não publicada). Departamento de Estratigrafia e Paleontologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. p. 1-126.
- Schneider, R.L.; Mühlmann, H.; Tommasi, E.; Medeiros, R.; Daemon, R.F. & Nogueira, A.A. 1974. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., 1974, **Anais...** SBG, v.1, p.41-65.
- Schumm, S.A. 1963. **A tentative classification of alluvial river channels**. Washington, D.C., U.S. Geological Survey (USGS Circ 477).
- Schumm, S. A. 1977. **The fluvial system**. Wiley, Nova York. 333p.
- Scotese, C.R. 2002. Paleomap Project. Disponível em: <[HTTP://www.scotese.com/epermcli.htm](http://www.scotese.com/epermcli.htm)> Acesso em 18/06/2011

- Selley, R.C. 1970. **Ancient sedimentary environments: a brief survey**. London, Chapman and Hall. p. 1-38.
- Shanley, K.W. & McCabe, P.J. 1994. Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, **78**: p. 544-568.
- Site CPRM. <http://www.cprm.gov.br/coluna/carvaomineral0.html>
- Sloss, L.L.; Krumbein, W.C. & Dapples, E.C. 1949. Integrated facies analysis. In: Longwell, C.R. (ed) **Sedimentary Facies in Geologic History**. Memoir, 39. Geological Society of America, p. 91-124.
- Smaniotto, L.P.; Fischer, T.V.; Souza, P.A. & Iannuzzi, R. 2006. Palinologia do Morro do Papaléo, Mariana Pimentel (Permiano Inferior, Bacia do Paraná), Rio Grande do Sul, Brasil. **Revista Brasileira de Paleontologia**, **9(3)**: p. 311-322.
- Svendsen J.B. & Hartley N.R. 2001. Comparison between outcrop-spectral gamma ray logging and whole rock geochemistry: implications for quantitative reservoir characterization in continental sequences. **Marine and Petroleum Geology**, **18**: p. 657-67.
- Swift, D. J. P. 1968. Coastal erosion and transgressive stratigraphy. **Journal of Geology**, **76**: p. 444–456.
- Swift, D. J. P. 1976. Coastal sedimentation. In: Stanley, D. J. & Swift, D. J. P. (eds) **Marine Sediment Transport and Environmental Management**. John Wiley & Sons, New York. p. 255–311.
- Thomas, R.G.; Smith, D.G.; Wood, J.M.; Visser, J.; Calverley-Range, E.A. & Koster, E.H. 1987. Inclined heterolithic stratification – Terminology, description and significance. **Sedimentary Geology**, **53**: p. 123-179.
- Vail, P. R.; Mitchum, R. M. Jr. & Thompson, S., III. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part four: global cycles of relative changes of sea level. **American Association of Petroleum Geologists Memoir**, **26**: p. 83–98.
- Vail, P. R.; Audemard, F.; Bowman, S. A.; Eisner, P. N. & Perez-Cruz, C. 1991. The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology—an overview.

- In: Einsele, G.; Ricken, W. & Seilacher, A. (eds) **Cycles and Events in Stratigraphy**. Berlin, Springer-Verlag, p. 617–659.
- Van den Berg, J.H.; Boersma, J.R. & Van Gelder, A. 2007. Diagnostic sedimentary structures of the fluvial–tidal transition zone – Evidence from deposits of the Rhine Delta. **Netherlands Journal of Geosciences**, **86** (3): p. 287-306.
- Van Wagoner, J.C. 1995. Overview of sequence stratigraphy of foreland basin deposits: terminology, summary of papers, and glossary of sequence stratigraphy. In: Van Wagoner, J.C. & Bertram, G.T. (eds) **Sequence Stratigraphy of Foreland Basin Deposits**. American Association of Petroleum Geologists. Memoir 64: p. ix-xxi
- Van Wagoner, J.C.; Posamentier, H.W.; Mitchum, R.M.; Vail, P.R.; Sarg, J.F.; Loutit, T.S. & Hardenbol, J. 1988. An overview of sequence stratigraphy and key definitions. In: Wilgus, C.K.; Hastings, B.S.; Kendall, C.G.St.C.; Posamentier, H.W.; Ross, C.A. & Van Wagoner, J.C. (eds) **Sea Level Changes – An Integrated Approach**. Special Publication, 42. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM), p. 39-45.
- Van Wagoner, J.C.; Mitchum Jr., R.M.; Campion, K.M. & Rahmanian, V.D. 1990. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, core, and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies. **American Association of Petroleum Geologists Methods in Exploration Series**, **7**. 55 p
- Vandenbergh, J. & van Overmeerem, R.A. 1999. Ground penetrating radar images of selected fluvial deposits in the Netherlands. **Sedimentary Geology**, **128**: p. 245-270
- Veevers, J.J. & Powell, C. McA. 1987. Late Paleozoic glacial episodes in Gondwanaland reflected in transgressive-regressive depositional sequences in Euramerica. **Geological Society of America Bulletin**, **98**: p. 475-487.
- Vieira, C.E.L. & Iannuzzi, R. 2000. Presença de Pecopteris e Asterotheca no afloramento Morro Papaleo, município de Mariana Pimentel, RS (Formação Rio Bonito, Eopermiano da Bacia do Paraná). *Pesquisas*, **27** (2): p.49-64.

- Vincent, S.J. 2001. The Sis palaeovalley: a record of proximal fluvial sedimentation and drainage basin development in response to Pyrenean mountain building. **Sedimentology**, **48**: p. 1235-1276.
- Vis, G.J. & Kasse, C. 2009. Late Quaternary valley-fill succession of the Lower Tagus Valley, Portugal. **Sedimentary Geology**, **221**: p. 19-39.
- Yoshida, S. 2000. Sequence and facies architecture of the upper Blackhawk Formation and the Lower Castlegate Sandstone (Upper Cretaceous), Book Cliffs, Utah, USA. 2000. **Sedimentary Geology**, **136**: p. 239-276.
- Zaitlin, B.A.; Dalrymple, R.W. & Boyd, R. 1994. The stratigraphic organization of incisedvalley systems associated with relative sea-level change. In: Dalrymple, R.W.; Boyd, R. & Zaitlin, B.A. (eds) **Incised-valley Systems: Origin and Sedimentary Sequences**. Special Publication, 51. SEPM (Society for Sedimentary Geology): p. 45–60.
- Zalán, P.V.; Wolff, S.; Conceição, J.C.J.; Marques, A.; Astolfi, M.A.M.; Vieira, I.S.; Appi, V.T. & Zanotto, O.A. 1991. Bacia do Paraná. In: Gabaglia, G.P.R. & Milani, E.J. (coord.). **Origem e Evolução de Bacias Sedimentares**. p. 135-168.