UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**EVOLUÇÃO SEDIMENTAR DA FORMAÇÃO RIO DO RASTO
NA REGIÃO CENTRO-SUL DO ESTADO DE SANTA CATARINA**

Lucas Veríssimo Warren

Orientador: Prof. Dr. Jorge Hachiro

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar

SÃO PAULO

2006

“O descobrimento é o primeiro passo na evolução de um homem”

Oscar Wilde

Aos meus queridos avós

SUMÁRIO

ÍNDICE DE FIGURAS.....	i
ÍNDICE DE TABELAS.....	v
ÍNDICE DE ANEXOS.....	v
RESUMO.....	vi
ABSTRACT.....	viii
AGRADECIMENTOS.....	x
CAPÍTULO I – CONSIDERAÇÕES INICIAIS.....	1
I.1 Introdução.....	1
I.1.1 Objetivos.....	3
I.1.2 Localização e vias de acesso.....	3
I.1.3 O Domo de Lages e os altos estruturais da Bacia do Paraná	7
I.2 Materiais e métodos.....	10
I.2.1 Pesquisa bibliográfica.....	10
I.2.2 Trabalhos de campo.....	10
I.2.3 Análise de fácies sedimentares.....	11
I.2.4 Descrições paleontológicas.....	12
I.2.5 Análise de elementos arquiteturais.....	13
I.2.6 Análise de paleocorrentes.....	14
I.2.7 Petrografia.....	15
I.2.8 Fundamentos de estratigrafia de seqüências.....	16
I.2.8.a <i>Introdução</i>	16
I.2.8.b <i>Principais conceitos e abordagens</i>	17
I.2.8.c <i>Estratigrafia de seqüências em bacias intracratônicas</i>	20
CAPÍTULO II – CONTEXTO GEOLÓGICO.....	22
II.1 Considerações sobre a geologia da Bacia do Paraná.....	22
CAPÍTULO III – A FORMAÇÃO RIO DO RASTO.....	24
III.1 Evolução dos conhecimentos sobre a Formação Rio do Rasto	24
III.2 Litoestratigrafia.....	31
III.2.1 Membro Serrinha.....	31
III.2.2 Membro Morro Pelado.....	33

III.3 Distribuição geográfica e espessura.....	34
III.4 Relações de contato.....	38
III.5 Idades.....	42
III.6 Descrição das fácies sedimentares.....	46
III.7 Descrições paleontológicas.....	68
III.7.1 Descrição da megaflora da Formação Rio do Rasto.....	68
III.7.2 Descrição das concentrações de bivalves.....	76
III.7.3 Descrição da concentração de fragmentos de peixes e coprólitos.....	77
III.7.4 Descrição de icnofósseis.....	79
III.8 Descrição de elementos arquiteturais.....	81
III.9 Considerações sobre os sistemas deposicionais da Formação Rio do Rasto.....	102
III.10 Análise de paleocorrentes e paleoventos.....	131
III.11 Petrografia sedimentar.....	134
 CAPÍTULO IV - CONTEXTO TECTÔNICO DA BACIA DO PARANÁ DO PERMIANO MÉDIO (KUNGURIANO) AO TRIÁSSICO INFERIOR (SCYTHIANO).....	 141
IV.1 Estratigrafia de seqüências e reconstituição paleogeográfica	141
 CAPÍTULO V – CONCLUSÕES.....	 159
 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	 162
 ANEXOS	

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura I.01 - Mapa geológico da borda leste da Bacia do Paraná evidenciando a faixa de afloramentos do Grupo Passa Dois. Estão destacadas as áreas de estudo, respectivamente, a carta topográfica de Lages e as três seções contínuas levantadas nas serras do Rio do Rasto, Rio do Sul e Espigão (modificado de Schobbenhaus et al., 1984, <i>apud</i> Rohn, 1994).....	02
Figura I.02 - Mapa de localização das áreas de estudo.....	04
Figura I.03 - A e B - Modelo de elevação digital de relevo da carta topográfica de Lages, SC, na escala de 1:100.000. A camada contendo as informações geológicas (unidades litoestratigráficas de mapeamento) foi sobreposta ao bloco de relevo no intuito de evidenciar a faixa de afloramentos circular da região do domo de Lages.....	06
Figura I.04 - Mapa geológico simplificado da folha de Lages, SC (escala 1:100.000).....	09
Figura II.01 - Diagrama estratigráfico da Bacia do Paraná no Paleozóico e início do Mesozóico. Em hachurado vermelho está localizado o intervalo estudado (modificado de Milani, 1997).....	25
Figura III.01 - Mapa de isópacas da Formação Rio do Rasto. A área em azul representa os limites aproximados da Bacia do Paraná (modificado de Lavina, 1991).....	35
Figura III.02 - Furo de sondagem realizado nas cercanias de Lages. A Formação Rio do Rasto não se encontra representada na íntegra, pois a perfuração iniciou-se já no terço inferior do Membro Morro Pelado.....	37
Figura III.03 - Fácies Alc (Arenito muito finos a finos com laminação cruzada gerada por correntes) A - Detalhe de um corte em perfil da fácies Alc mostrando a superposição de <i>foresets</i> sem no entanto ocorrer cavalgamento. B -Visão em planta de marcas de corrente assimétricas, retilíneas apresentando bifurcação. Depósitos de lobos de crevasa do topo do Membro Morro Pelado. Ponto 46	48
Figura III.04 - Detalhe da fácies Am (arenitos maciços) sobrepostos a fácies Hw (estruturas heterolíticas do tipo wavy). Ponto 18	48
Figura III.05 - Fácies Aob (arenitos finos com estruturas obliteradas devido bioturbação), base do Membro Serrinha. Tubos verticais e inclinados sem bifurcação, dispersos randomicamente na matriz, a seta em vermelho indica a terminação em “U” da escavação. <i>Ichneumon</i> <i>Arenicolites</i> . Serra do Rio do Sul	51
Figura III.06 - Fácies Al (Arenitos com laminação plano paralela). Notar o típico padrão de alteração subconchoidal e pastilhado comum nestas rochas. Serra do Espigão	51
Figura III.07 - Fácies Aq (arenitos com laminação quase-planar). Notar o truncamento de baixo ângulo entre as séries de laminações indicado pelo traço em amarelo. Serra do Rio do Sul	53
Figura III.08 - A - Fácies Act (arenitos muito finos com estratificação cruzada tabular de pequeno porte). Observar as séries de cruzadas tabulares apresentando contato basal erosivo com o siltito laminado. B - Modelo deposicional da fácies Act . Depósitos de canais distributários retilíneos no topo do Membro Morro Pelado. Ponto 47	53
Figura III.09 - Fácies Aa (arenitos com estratificação cruzada acanalada de pequeno a médio porte). A estrutura é gerada a partir da migração de dunas subaquosas de crista sinuosa como pode ser observado no modelo. Depósitos de barra de desembocadura no topo do Membro Morro Pelado. Serra do Rio do Sul	55
Figura III.10 - Fácies Ab (Arenitos finos localmente laminados apresentando intraclastos de siltito). Notar o contato erosivo irregular entre a camada de arenito maciço e a camada inferior de siltito laminado. A seta vermelha aponta para intraclastos centimétricos e angulosos de siltito. Depósitos de barra de desembocadura no Membro Morro Pelado. Serra do Rio do Sul	55
Figura III.11 - Fácies Aag - Arenitos com estratificações cruzadas acanaladas de grande porte. Depósitos eólicos de campos de dunas do topo do Membro Morro Pelado. Ponto 2	57
Figura III.12 - Fácies Agr - Arenitos grossos com laminação cruzada (<i>granule ripples</i>). Notar a alternância das laminações de baixíssimo ângulo e o elevado grau de esfericidade e arredondamento dos grãos maiores. Depósitos de lençóis de areia do topo do Membro Morro Pelado. Ponto 16	57
Figura III.13 - Fácies Ah (Arenitos muito finos a finos com laminação côncavo-convexa – laminação cruzada <i>hummocky</i>). A - Na foto pode ser observada laminação com truncamento côncavo-convexo com amplitude e comprimento de onda centimétricos. B - Modelo deposicional da fácies Aa . A	

	estrutura é gerada pela interação de fluxo oscilatório e unidirecional associados a correntes de fundo possivelmente em eventos de tempestade. Membro Serrinha. Serra do Rio do Sul	59
Figura III.14	-Fácies As (Arenitos finos a muito finos com laminação cruzada <i>Swalley</i>). Laminação cruzada do tipo <i>swalley</i> centimétrica. A fácies em questão é associada à atuação de fluxo oscilatório e correntes de fundo em eventos de tempestade. O processo responsável pela deposição da fácies As é caracterizado pela predominância da componente unidirecional em relação à oscilatória. Membro Serrinha. Serra do Rio do Sul	59
Figura III.15	- Fácies Aco (Arenitos finos a muito finos com laminação cruzada gerada por onda). A - Na região delimitada em amarelo podem ser observados alguns dos critérios definidos por De Raff <i>et al.</i> (1977), para o reconhecimento de arenitos com laminação gerada por ondas. Destacam-se a forma simétrica e a acresção do tipo “complexa” entre as séries de laminais. B - Na foto é possível observar o mergulho para sentidos opostos da laminação cruzada em um mesmo estrato. Membro Serrinha. Serra do Rio do Sul	61
Figura III.16	- Na área em amarelo pode-se observar o detalhe da fácies Aqs (arenitos finos com laminação quase -planar intercalados com níveis subcentimétricos de siltito). Serra do Rio do Sul	61
Figura III.17	- Fácies Slc (siltitos com a laminação inclinada) e fácies Alin (Arenitos finos com a laminação inclinada). Na área em destaque é possível observar siltitos laminados avermelhados depositados sobre barras de acresção lateral inclinadas. Depósitos de canais distributários meandantes no topo do Membro Morro Pelado. Ponto 13	63
Figura III.18	- Fácies Sob (siltitos com estruturas obliteradas devido bioturbação), base do Membro Serrinha. Observar o tubo vertical central apresentando ornamentação interna do tipo <i>spreiten</i> . aff. Ichnogen. <i>Diplocraterion</i> , Torell, 1870. Serra do rio do Sul	63
Figura III.19	- Modelo das fácies heterolíticas (modificado de Reineck & Singh, 1973) - Hf (Estruturas heterolíticas do tipo <i>flaser</i>), Hw (Estruturas heterolíticas do tipo <i>wavy</i> - acamamento ondulado), HI (Estruturas heterolíticas do tipo <i>linsen</i> - acamamento lenticular). Na foto é possível observar a gradação da fácies Hf para Hw . Depósitos distais de lobos de crevassa no topo do Membro Morro Pelado. Ponto 19 , <i>linsen</i> fotografada na Serra do Espigão	66
Figura III.20	- Fácies SI (siltitos laminados). Fácies interpretada como produto de decantação de finos em condições de águas calmas, como em baías interdistributários. Depósito do topo do Membro Morro Pelado. Ponto 18	66
Figura III.21	- Fácies Sm (siltitos maciços). Fácies de siltitos maciços apresentando padrão de alteração do tipo fraturamento sub-conchoidal. Na porção central da foto é possível observar a presença de um dique clástico irregular de espessura centimétrica. Depósitos de baía inter distributário da porção intermediária do Membro Morro Pelado. Serra do Espigão	69
Figura III.22	- A - Fácies Bb (<i>Bone bed</i>). Nível conglomerático bioclasto suportado, centimétrico, irregular, apresentando contato basal erosivo. B - Detalhe da fácies Bb . Notar os fragmentos subcentimétricos de escamas, ossos, dentes de peixes e possíveis coprólitos. Base do Membro Serrinha. Serra do Rio do Sul	69
Figura III.23	- Detalhe de molde de folha bipinada de <i>Pecopteris</i> sp, apresentando folíolos em posição alterna/simétrica. Notar o bom estado de preservação do exemplar. Seção análoga a Serra do Rio do Rasto	75
Figura III.24	- Detalhe de molde interno de caules de <i>Paracalamites</i> sp. Notar no exemplar da direita, a disposição dos feixes vasculares contínuos dentro dos entre-nós. Ponto 18	75
Figura III.25	- Vista em planta da concentração de bivalves. Notar os indivíduos subcentimétricos, com a valva apresentando múltiplas costelas finas. As estruturas da linha de charneira não são observáveis. Ponto 26	78
Figura III.26	- Vista em perfil da concentração de bivalves. Presença de indivíduos articulados fechados associados a conchas desarticuladas randomicamente dispostas na matriz arenosa. Na porção superior da foto é possível notar um sutil padrão de granodecrescência ascendente. Ponto 26	78
Figura III.27	- Icnogênero <i>Palaeophycus</i> . Escavações simples, sem bifurcações e ornamentação preenchidas pelo mesmo arenito muito fino da matriz. Depósitos da porção superior do Membro Serrinha. Serra do Espigão	80
Figura III.28	- Fotomosaico e interpretação dos elementos arquiteturais da porção intermediária do Membro Serrinha. Notar a intercalação do elemento BD (barra de desembocadura) com os elementos LT (lençóis de arenitos de tempestade) e FPD (finos de pró-delta). Serra do Rio do Sul	84

Figura III.29 - Fotomosaico e interpretação dos elementos arquiteturais Barra de desembocadura (BD) e finos de pró-delta (FPD). A foto lateral evidência o caráter tabular da porção distal desta mesma barra. Depósitos deltaicos do Membro Morro Pelado, Serra do Espigão	87
Figura III.30 - Ciclos de espessamento ascendente das porções distais do elemento arquitetural BD (barra de desembocadura). Depósitos do Membro Morro Pelado. Ponto 107	88
Figura III.31 - Seção colunar da Serra de Rio do Sul. Depósitos de tempestade da base do Membro Serrinha. Notar a intercalação de barras de desembocadura deltaicas, representadas pelas camadas métricas de arenitos (fácies Alin, Am, Alc, Ab, Act, Aa) muitas vezes apresentando base erosiva.....	90
Figura III.32 - Seção colunar da Serra do Espigão. Depósitos deltaicos do Membro Morro Pelado. Notar a intercalação, nas porções superiores, de camadas métricas de arenitos com estratificação cruzada acanalada de grande porte (fácies Aag), interpretadas como depósitos de dunas eólicas.....	91-92
Figura III.33 - Fotomosaico e elementos arquiteturais de canais distributários, banhados costeiros e desembocaduras (<i>sensu</i> Fisher, 1969). Na seção colunar pode ser observada a alternância de fácies de barras de lobos de rompimento de crevassa e de decantação em baías interdistributários. A foto mostra a expressão em planta da fácies Alc (Arenitos muito finos a finos com laminação cruzada gerada por correntes). Ponto 46	94
Figura III.34 - Fotomosaico e elementos arquiteturais dos depósitos de canais distributários meandriformes no topo do Membro Morro Pelado. Nas seções colunares é possível observar a associação de fácies característica de cada elemento em separado. Ponto 13	96
Figura III.35 - Fotomosaico e interpretação evidenciando a associação dos elementos arquiteturais de canais Distributários, finos de baías interdistributários e depósitos de lobos de crevassa em baías interdistributários. Notar que o elemento CD ocorre escavando o elemento LRD e localmente o elemento BI . O contato erosivo entre o canal e os outros elementos é evidenciado pela presença da fácies Ab na base deste. Ponto 9	98
Figura III.36 - Na foto A , é possível observar depósitos eólicos pertencentes ao topo do Membro Morro Pelado, imediatamente acima destes, encontram-se fácies também eólicas da Formação Botucatu. O contato entre as duas formações é marcado por discordância erosiva. A foto B mostra o elemento arquitetural DE (dunas eólicas), delimitada na base por depósitos de canal distributários retilíneos e no topo por fácies de finos de baías interdistributários. A foto B é representativa de depósitos pertencentes ao segundo terço estratigráfico, em espessura, do Membro Morro Pelado na Serra do Espigão	100
Figura III.37 - Fotomosaico mostrando a relação entre os elementos arquiteturais BI (baía interdistributários) e LA (lençóis de areia). Os depósitos eólicos progradam sobre os depósitos deltáicos no topo da Formação Rio do Rasto, próximo ao contato com a Formação Pirambóia. Detalhe de estruturas de sobrecarga do tipo <i>ball and pillow</i> no contato entre os dois elementos arquiteturais. Ponto 16	101
Figura III.38 - Seção colunar dos depósitos depositados por tempestades da base do Membro Serrinha. Seção levantada em estrada paralela a Serra do Rio do Rasto. Notar a presença de depósito de canal distributário escavando fácies heterolíticas. Seção análoga a Serra do Rio do Rasto	104
Figura III.39 - A - Padrão das supostas gretas vistas em planta. Observar a alternância de padrões, ora retilíneos ora caóticos. B - Estruturas semelhantes a pequenos diques de arenito observáveis em planta e em perfil. Notar que o dique irregular que corta diversas lâminas apresenta caráter retilíneo em planta. C - Pequenos diques de arenito cortando diferentes lâminas e apresentando bifurcação para baixo e para cima (círculos). À direita da foto, estrutura de maior porte deformando camadas de siltitos laminados. Ponto 108	111
Figura III.40 - A - Nível de argilito deslocado por falhamento sinsedimentar normal preenchido por arenito. B - Pequeno dique irregular iniciando-se a partir de uma camada de arenito sotoposta e culminando em outra imediatamente acima. C - Na porção central da foto, um pequeno dique de arenito termina no meio de uma camada de siltito laminado, sugerindo que sua colocação tenha sido de forma ascendente por injeção. As figuras laterais a cada foto, são representativas da interpretação da estrutura. Serra do Rio do Sul	113
Figura III.41 - Seção colunar de depósitos das porções superiores do Membro Morro Pelado. Na base da seção, a presença da camada lenticular de arenitos com cruzadas acanaladas de pequeno porte (fácies Aa) é indício da presença de canais distributários intercalados a depósitos de finos de decantação. Ponto 19	118

Figura III.42 - Seção colunar dos depósitos das fácies de decantação do Membro Morro Pelado, intercalados a camadas lenticulares de arenitos com laminação quase-planar (Aq) e plano-paralela (Al), apresentando base erosiva (Ab). Ponto 58	120
Figura III.43 - Seção colunar representativa da associação de fácies típica das porções estratigraficamente superiores do Membro Morro Pelado. Ponto 18	122
Figura III. 44 - Fácies deltaicas do Membro Morro Pelado. Depósitos de lobos de rompimento de crevasa intercalados com siltitos laminados vermelhos depositados em baías interdistributários. Notar os dois níveis irregulares centimétricos de calcrete (C). Ponto 14	123
Figura III.45 - Seção colunar do contato transicional entre a Formação Rio do Rasto e Formação Pirambóia. Ponto 47	130
Figura III.46 - Paleocorrentes eólicas e de canais distributários, medidas em fácies sedimentares do Membro Morro Pelado; paleocorrentes de laminações cruzadas por onda de fácies de costa afora do Membro Serrinha.....	133
Figura III.47 - Fotomicrografia de quartzo arenito apresentando seleção boa a muito boa, com predomínio de grãos angulosos a subangulosos e esfericidade moderada a baixa. Barra de desembocadura, Membro Morro Pelado. Ponto 26	136
Figura III.48 - Fotomicrografia de quartzo arenito bem selecionado mostrando maior predomínio de grãos arredondados a subarredondados, com esfericidade moderada a alta. Fácies Aag , elemento arquitetural DE (dunas eólicas), Serra do Espigão	136
Figura III.49 - Fotomicrografia mostrando contatos do tipo flutuante e pontuado, evidenciando baixo grau de compactação química. Notar cimentação predominantemente carbonática. Lobo de rompimento de diques marginais, depósitos do topo do Membro Morro Pelado. Ponto 66	137
Figura III.50 - Fotomicrografia mostrando contatos retos e côncavo-convexos entre grãos de quartzo. Notar a característica cimentação por calcedônia, muito freqüente nos exemplos estudados. Depósitos de lençol de tempestade, base do Membro Serrinha, Serra de Rio do Sul.....	137
Figura III.51 - Fotomicrografia mostrando quartzo arenito maduro (Folk, 1968) muito bem selecionado, com ausência de matriz e apresentando grãos subangulosos a subarredondados. Depósitos de barras de desembocadura do Membro Serrinha. Ponto 58	139
Figura III.52 - Fotomicrografia mostrando grãos de areia muito fina dispersos em cimento carbonático espático, cristalizado na fração granulométrica areia muito fina. Nível de calcrete, depósitos de baía interdistributários, topo do Membro Morro Pelado. Ponto 14	139
Figura III.53 - Fotomicrografia mostrando feições de crescimento nodulares, que em corte apresentam forma circular, os cristais desenvolvem-se a partir de um núcleo (textura fibro-radiada). Nível de calcrete, depósitos de baía interdistributários, topo do Membro Morro Pelado. Ponto 14	140
Figura III.54 - Fotomicrografia mostrando vênulas preenchidas por calcita cristalizada na fração granulométrica areia fina, nas bordas comumente ocorre cimento de calcedônia. Nível de calcrete, depósitos de baía interdistributários, topo do Membro Morro Pelado. Ponto 14	140
Figura IV.01 - Figura esquemática da zona orogênica Permiana “Gondwanides” ou “Samfrau” segundo Du Toit (1937) <i>apud</i> Powell & Veevers (1994). As áreas em amarelo claro representam depósitos Permianos associados a este contexto. A região em zoom corresponde à contextualização tectono-sedimentar do Gondwana sul-ocidental no limite eo-neopermiano quando exposto à colisão do terreno da Patagônia durante a orogenia Sanrafaélica (Milani, 1997).....	143
Figura IV.02 - Depósitos próximos ao contato entre as formações Teresina e Rio do Rasto. Notar o aumento das fácies arenosas em direção ao topo, conferindo a sucessão um claro padrão de granocrescência e espessamento ascendentes. De acordo com o critério litoestratigráfico adotado a primeira camada métrica de arenitos marca o limite entre as duas unidades. Ponto 71	146
Figura IV.03 - A - Bloco diagrama interpretativo da paleogeografia do sistema de costa afora das porções basais da Formação Rio do Rasto. Com as altas taxas de subida do nível relativo do mar, a geração de espaço de acomodamento supera as taxas de aporte sedimentar, ocasionando a transgressão da linha de costa e possibilitando a deposição de elementos arquiteturais distais. B - A taxa de subida do nível relativo do mar continua alta. Tempestades atingem o corpo aquoso, durante o evento pontuado de alta energia ocorre a deposição de lençóis arenitos de tempestade sobre os depósitos de finos de pró-delta.....	148
Figura IV.04 - A - Bloco diagrama interpretativo da paleografia do sistema de costa afora das porções basais da Formação Rio do Rasto. A taxa de subida do nível do mar se mantém alta, propiciando a deposição de elementos arquiteturais distais como os finos de pró-delta. B - A taxa de subida do	

nível relativo do mar decresce, a taxa de geração de espaço de acomodamento é superada pelo aporte, gerando uma sucessão de afinidades progracionais. A linha de costa prograda em direção às porções mais internas da bacia caracterizando um evento regressivo, e possibilitando a deposição de elementos proximais, como as barras de desembocadura deltáicas.....	149
Figura IV.05 - A - Bloco diagrama interpretativo da paleogeografia do sistema deltaico e de costa afora da Formação Rio do Rasto. Ocorre o aumento da taxa de subida do nível relativo do mar ocasionando transgressão da linha de costa para o continente. O elemento “barra de desembocadura” é capeado pelo elemento distal “finos de pró-delta”. B - Novamente a taxa de subida do nível relativo do mar decresce, com a nova regressão da linha de costa ocorre a deposição de elementos proximais como barras de desembocadura e lobos de rompimento de diques marginais.....	151
Figura IV.06 - A - Bloco diagrama interpretativo da paleogeografia do sistema deltaico da Formação Rio do Rasto. O corpo aquoso vai sendo paulatinamente colmatado pelos sedimentos deltaicos, apesar do nível do mar continuar a subir, a profundidade da lâmina d’água progressivamente vai diminuindo. Depositam-se elementos arquiteturais típicos de planície deltaica, tais como depósitos de canais distributários meandriformes e finos das baías entre estes localizadas. Depositam-se os primeiros elementos arquiteturais francamente continentais, representados por dunas eólicas e lençóis de areia. B - Com novo aumento da taxa de subida do nível relativo do mar e, conseqüentemente nova transgressão da linha de costa, os elementos arquiteturais eólicos e de planície deltaica são recobertos por barras de desembocadura e finos de regiões abandonadas entre canais distributários.....	152
Figura IV.07 - A - Bloco diagrama interpretativo da paleogeografia do sistema deltaico e eólico das porções superiores da Formação Rio do Rasto. O corpo aquoso já está praticamente preenchido por sedimentos e a profundidade da lâmina d’água encontra-se em seus menores níveis. A taxa de geração de espaço de acomodação não supera a taxa de aporte, apesar do nível relativo do mar continuar a subir. Abundam depósitos eólicos e deltaicos proximais. B - A completa colmatção da bacia se dá pela progradação dos depósitos continentais eólicos por sobre os últimos elementos arquiteturais de planície deltaica. O último pacote de siltitos avermelhados intercalado a fácies eólicas métricas, marca litoestratigraficamente o contato transicional entre a Formação Rio do Rasto e a Formação Pirambóia.....	156

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela I.01 - Escala temporal de duração das seqüências e os ciclos globais a estas relacionados (segundo Vail <i>et al.</i> 1991 e Fisher, 1984).....	18
Tabela III.01 – Principais fácies sedimentares associadas a seus respectivos processos geradores e sistemas deposicionais, segundo concepção de Lavina (1991).....	28 - 29
Tabela III.02 – Fácies sedimentares da Formação Rio do Rasto.....	70 - 73
Tabela III.03 - Hierarquia de superfícies associadas à escala temporal dos processos envolvidos (modificada de Miall 1991, 1996 <i>apud</i> Almeida, 2001, Kocurek, 1988).....	82
Tabela III.04 – Elementos arquiteturais da Formação Rio do Rasto.....	102

ÍNDICE DE ANEXOS

Anexo I - Mapa de pontos da Formação Rio do Rasto na carta topográfica de Lages, 1:100.000.
Anexo II - Tabela de pontos da Formação Rio do Rasto na carta topográfica de Lages, 1:100.000.

RESUMO

A porção sul do supercontinente Gondwana, durante o intervalo de tempo compreendido entre o Neocarbonífero e o Eotriássico, é marcada por importantes eventos de ordem tectônica e sedimentar. Neste contexto, um ciclo de subsidência se desenvolveu acompanhando os movimentos da então denominada Orogenia Sanrafaélica, resposta da colisão do terreno Patagônico com a borda SW do Gondwana. O soerguimento das margens deste supercontinente propiciou a formação de um grande corpo d'água confinado, ou apresentando diminutas conexões oceânicas. A geração de novo e volumoso espaço de acomodamento possibilitou a acumulação de uma seqüência transgressivo-regressiva entre o neopermiano e o eotriássico da Bacia do Paraná. O caráter predominantemente progradacional da porção superior desta seqüência, culminou com a completa colmatação do corpo d'água, propiciando o desenvolvimento de sistemas deposicionais continentais ao final deste ciclo. Os sedimentos da Formação Rio do Rasto, objeto da presente dissertação, se inserem neste contexto e são caracteristicamente representativos dos depósitos de trato de mar alto desenvolvidos nos estágios terminais da evolução desta seqüência de segunda ordem, denominada "Gondwana I" (Milani, 1997).

A área de estudo da presente dissertação compreende a porção centro-sul e leste do Estado de Santa Catarina, englobando a carta topográfica do município de Lages e as serras do Rio do Rasto, Rio do Sul e Espigão, localizadas nas escarpas a leste do estado homônimo. Nesta região ocorrem rochas das unidades paleozóicas e mesozóicas na Bacia do Paraná, litoestratigraficamente pertencentes aos Grupos Tubarão, Guatá, Passa Dois e São Bento. A Formação Rio do Rasto caracteriza-se por aflorar muito bem na área estudada, possibilitando o levantamento de seções contínuas e o estudo detalhado de afloramentos sob a ótica da análise de fácies, elementos arquiteturais e análise de paleocorrentes.

A Formação Rio do Rasto encontra-se encerrada por contatos de caráter transicional com as formações Teresina na base e Pirambóia no topo. É composta, litoestratigraficamente, pelos membros Serrinha e Morro Pelado, que perfazem, na área de estudo, espessuras máximas da ordem de 250 metros. De modo geral, a unidade caracteriza-se por seu caráter predominantemente progradacional, com a tendência de aumento de estratos de arenitos para o topo.

Os sedimentos da porção basal da unidade, pertencentes ao Membro Serrinha, caracterizam-se pela presença de fácies heterolíticas, pelíticas e de coloração acinzentada, depositadas em condições de costa-afora. A ocorrência de elementos arquiteturais constituídos por arenitos com estrutura *hummocky*, *swalley* e laminação cruzada por onda é indicativa da deposição a partir de eventos pontuados de elevado grau energético. Concentrações fossilíferas compostas por dentes, escamas e coprólitos de peixes, aqui classificadas com *bone beds*, apresentam afinidades tafonômicas com depósitos originados por tempestades. Intercaladas a esta associação, ocasionalmente ocorrem camadas métricas lenticulares e sigmoidais de arenitos finos, interpretadas como depósitos de barras de desembocadura deltaica.

Para o topo da unidade ocorre a mudança na coloração das fácies pelíticas cinzas para termos de coloração avermelhada e roxa, bem como o predomínio de elementos arquiteturais tipicamente deltaicos, como depósitos de baías, canais interdistributários e

lobos de rompimento de diques marginais. Elementos arquiteturais eólicos ocorrem intercalados nas porções superiores do Membro Morro Pelado.

A ocorrência de associações de fácies depositadas em diferentes posições fisiográficas dentro de um contexto deltaico pode ser expressa na alternância de elementos arquiteturais distais e proximais em todos os exemplos estudados. Esta particularidade pode ser parcialmente explicada pelo caráter fortemente autocíclico esperado em sistemas deposicionais deltaicos, o que propicia a migração constante dos canais, e conseqüentemente das áreas de baía interdistributários e desembocadura. Além da autociclicidade, outro fator determinante na construção do padrão arquitetural observado, é a variação das taxas de subida do nível relativo do mar. Ressalta-se que, inserido em um contexto maior de trato de mar alto, a tendência de desaceleração de subida do nível do mar é sempre esperada. Esta variação, ocorrendo em frequência relativamente alta, propicia a variação na geração de espaço de acomodamento, determinando aumentos ou diminuições na razão entre aporte sedimentar e abertura de espaço. Desta maneira, quando a razão apresenta valores positivos desenvolve-se um padrão sedimentar progradacional, com conseqüente regressão da linha de costa. Valores negativos, materializados em maior taxa de geração de espaço de acomodação, em relação ao aporte sedimentar, propicia a formação de sucessões de arquitetura retrogradacional e transgressão da linha de costa.

Conforme o sistema deltaico progradava, o mar interior ia sendo paulatinamente colmatado, resultando na tendência geral de diminuição do espaço de acomodação de sedimentos. Nas porções inferiores da Formação Rio do Rasto (Membro Serrinha) este fato se expressa na diminuição dos depósitos de tempestade para o topo, ou seja, com o decréscimo volumétrico e em área do corpo d'água, diminui a possibilidade da atuação de ondas de tempestade e conseqüentemente, o retrabalhamento dos sedimentos deltaicos por estes. Os depósitos de tempestades praticamente não ocorrem nas porções superiores da unidade (Membro Morro Pelado), onde, portanto, estão preservadas camadas tabulares lateralmente contínuas, associadas ao desenvolvimento de fluxos hiperpicnais nas porções frontais das barras de desembocadura deltaicas.

O preenchimento por sedimentos e a diminuição volumétrica do corpo aquoso não implicaram na compartimentação deste em diversos lagos de menor extensão. O padrão de empilhamento de elementos arquiteturais associado à escassez de níveis contínuos de paleossolo e superfícies erosivas regionais bem marcadas permitem refutar esta hipótese.

Dada a continuidade das associações de fácies e recorrência de elementos arquiteturais, em toda a área estudada na presente dissertação, o Sistema Deltaico do Rio do Rasto possivelmente apresentava tamanho em área compatível com a escala de dezenas de milhares de quilômetros quadrados. Dados de paleocorrentes sugerem progradação do edifício deltaico de SE para NW. A ocorrência no segundo terço estratigráfico da unidade, de elementos arquiteturais eólicos intercalados, pode ser considerada uma evidência da transição para o sistema desértico Pirambóia. Os dados de paleoventos indicam tendência de migração do sistema de dunas para WNW, em direção concordante à estimada para a migração do Sistema Deltaico Rio do Rasto. A tendência de continentalização da bacia culmina com os depósitos da Formação Pirambóia, estratigraficamente localizada acima e em contato transicional com a Formação Rio do Rasto.

ABSTRACT

The south portion of the supercontinent Gondwana, during the time period between the neocarboniferous and the eotriassic, is marked by important events in tectonic and sedimentary order. In this context, a subsidence cycle developed itself along the movements of the then-nominated Sanrafaelic Orogeny, the result of the collision between the Patagonic terrains with the southwestern border of Gondwana. The uplift of this supercontinent's margins made possible the creation of a large confined body of water, or displaying small oceanic connections. The development of a new, large space of accommodation generated, then, the accumulation of a transgressive-regressive sequence between the neopermian and the eotriassic of Paraná Basin. The mainly progradational character of the upper portion of this sequence culminated with the complete filling of the body of water, allowing the development of depositional continental systems at the end of this cycle. The sediments of the Rio do Rasto formation, object of the present dissertation, are inserted in this context and characteristically representative of the highstand system tract deposits that developed in the terminal stages of this second-order sequence, named "Gondwana I" (Milani, 1997).

The study area of the present dissertation comprehends the central-southern and the eastern portion of the state of Santa Catarina, including the topographic chart of the Lages province e the Rio do Rasto, Rio do Sul and Espigão sierras, located in the eastern cliffs of the homonymous state. In this region, rocks of the paleozoic and mesozoic units of Paraná's Basin occur, which lithostratigraphically are part of the Tubarão, Guatá, Passa Dois and São Bento groups. The Rio do Rasto formation is notable for an outcropping in the studied area, making possible the uplifting of the continued sessions and the detailed study of the outcrops under the view of the facies analysis, architectural elements and the paleocurrents analysis.

The Rio do Rasto formation is surrounded in contacts of transitional character with the the Teresina formation, at the base, and Pirambóia formation at the top. It is composed, lithostratigraphically, by the Serrinha and Morro Pelado members, that present, in the studied área, maximum thickness of 250 meters. Generally, the unit is marked by its predominant progradational character, with the tendency of sandstones strata increasing to the top.

The sediments of the base portion of the unit, from the Serrinha member, are characterized by the presence of heterolithic, pelithic and gray-colored facies, deposited in offshore conditions. The occurrence of sandstone-based architectural elements with *hummocky* structure, *swalley* and cross-lamination by waves, is indicative of the deposition from high energetic degree events. Fossil concentrations composed of teeth, scales e fish coprolites, here classified as *bone beds*, present tafonomic similarities with the storm-generated deposits. Interbedded to this association, lenticular and sigmoidal metric layers from thin sandstones occasionally occur, interpreted as deltaic mouth bars deposits.

At the top of the unit, the change of the gray pelithic facies coloration to red and purple tonalities occurs, as well as the predominance of typically deltaic architectural elements, such as basin deposits, interdistributary channels e crevasse splay lobes. Eolian architectural elements occur interbedded on the upper portions of the Morro Pelado member.

The occurrence of associations of deposited facies in different physiographic positions inside a deltaic context, can be expressed in the alternation of nearshore and offshore architectural elements in all of the studied examples. This particularity can be partially explained by the strong auto cyclic character expected in deltaic depositional systems, which allows the constant migration of the channels, and consequentially of the interdistributary bay areas and deltaic mouths. Aside from the autocyclicality, another determinant factor in the interbedding of architectural elements is the variation of relative sea level rates, inside a larger context of highstand system tract, where the tendency of deceleration in the sea level rising speed is expected. This variation, occurring in relatively high frequency, makes possible the variation in the accommodation space generation, determining increasing and decreasing on the reason between sedimentary in-fill and the generation of accommodation space. Hence, when the reason presents positive values, a sedimentary progradational character is developed, with consequent regression of the coast line. Negative values, expressed in a bigger rate of accommodation space generation, compared to the sedimental aport, make possible the formation of retrogradational architecture successions and a transgression of the coast line.

As the deltaic system progrades, the inner sea is gradually filled, materializing the general tendency of a shrinking in the accommodation space of sediments. In the lower portions of the Rio do Rasto formation (Serrinha member), this fact is expressed in the smaller presence of storm deposits to the top, which means that with the reduction of the body of water area, the possibility of reworking of the deltaic sediments through certain high energetic level events is diminished. The storm deposits do not occur on the upper portions of the unit (Morro Pelado member), where, as a result, the horizontally continuous tabular layers are preserved, associated to the development of hyperpicnal fluxes on the frontal portions of the deltaic mouth bars.

The filling by sediments and the diminishing in volume of the water body do not result in its compartmentation in several smaller lakes. The pattern of the vertical succession of architectural elements associated to the shortage of continuous levels of paleosoils and marked regional erosive surfaces, allows one to deny this hypothesis.

Given the continuity of the deltaic elements in all of the area studied in the present dissertation, the deltaic system of Rio do Rasto possibly presented a size, in area, compatible with the scale of thousands of square kilometers. Data of paleocurrents suggest progradation of the deltaic building from S/SE to N/NW. The occurrence of eolian architectural elements interbedded with sub aquatically deposited sediments, on the second stratigraphic third of the unit, can be considered an evidence of transition to the Pirambóia desert system. The paleoevents data indicate a migration tendency of the dune system to the NW, in a similar direction to the estimated for the Rio do Rasto deltaic system migration. The continentalization tendency of the basin results in the eolic deposits of the Pirambóia formation, stratigraphically located above and in transitional contact with the Rio do Rasto formation.

AGRADECIMENTOS

Gostaria inicialmente de explicitar que esta dissertação é fruto de trabalho conjunto de uma grande equipe de pesquisadores, de modo que, todos os dados coletados, discussões e conclusões foram resultado do esforço de muitas pessoas.

Gostaria primeiramente de agradecer meu orientador, prof. Dr. Jorge Hachiro pela orientação cuidadosa nas etapas de campo e escritório, pelas infindáveis e produtivas discussões acerca dos sistemas deposicionais da Formação Rio do Rasto e, principalmente pela amizade e companheirismo nos anos em que esta dissertação foi desenvolvida.

Ao prof. Dr. Rômulo Machado pelo ímpeto científico que foi a força motriz deste projeto. Sem sua inestimável orientação e disposição nas campanhas de campo, esta dissertação não teria se concretizado.

Ao prof. Dr. Renato Paes de Almeida, a quem considero orientador também, pela preciosa ajuda na definição da metodologia empregada e no tratamento dos dados. Ao amigo Ninguém, que sempre me indicou as direções corretas dentro do vasto mundo da vida acadêmica.

Aos grandes amigos, geólogos Luís Fernando Roldan e Samar Steiner dos Santos, pela inestimável ajuda em campo e em escritório, e também pelo companheirismo nas horas boas e ruins.

Às geólogas Chahrazéd Layaun Morengi e Liliane Janikian pela preciosa contribuição no levantamento das seções estratigráficas das serra do Rio do Sul e na seção análoga a serra do Rio do Rasto.

Ao geólogo Marlei Chamani pela ajuda em campo e na preparação das figuras desta dissertação.

Ao prof. André Sawakuchi pela inestimável ajuda nas descrições e interpretações sedimentológicas das fácies da Formação Rio do Rasto, bem como pela minuciosa correção de parte da dissertação.

Ao prof. Dr. Paulo César Fonseca Giannini por todas as discussões sobre a estratigrafia do Permo-Triássico da Bacia do Paraná, e sobretudo pelas orientações quanto à forma de apresentação e discussão dos dados.

Ao prof. Dr. Cláudio Riccomini pelas discussões acerca da interpretação deposicional da Formação Rio do Rasto e paleosismicidade do Permo-Triássico da Bacia do Paraná, bem como pela correção dos capítulos referentes a evolução paleogeográfica e conclusões.

Ao prof. Dr. Antonio Romalino Santos Fragoso César, pela constante disposição para discussões sobre estratigrafia e geotectônica.

Ao prof. Dr. Thomas Rich Fairchild pelo constante incentivo, pelos conselhos sobre a organização da dissertação e quanto à descrição de icnofósseis.

Ao prof. Dr. Paulo C. Boggiani pela amizade e incentivo.

Ao prof. Dr. Paulo Roberto dos Santos pela inestimável atenção e pela indicação de bibliografia referente à estratigrafia da Bacia do Paraná.

Ao biólogo Rodrigo César Marques pela ajuda nas descrições paleontológicas.

Ao geólogo Daniel Rodrigues do Nascimento Júnior, parceiro de sala e amigo.

Ao prof. Dr. Elvo Fassbinder pela ajuda nas etapas iniciais de campo.

Ao engenheiro Cláudio Machado e família, que nos acolheram em muitas ocasiões durante as etapas de campo em Lages, SC.

Aos amigos Gelson Luís Fambrini, Marcelo Januário, Gustavo Abreu, Mauricio Bañados Felmer, André A Ribeiro, Marcelo Bárbara e Carolina Corrêa, João Martinelli Riveros, Ulisses Rafael Garcez, Fernando Sarti e Caetano Mello pelo apoio e pelo constante companheirismo e bom humor característicos.

À Margareth Gaddi Pollo pela grande amizade e pela revisão ortográfica de boa parte deste volume.

À minha família, em especial meus queridos avós Maria e José, que sempre me ajudaram em tudo e por quem sou eternamente grato.

Ao meu irmão Arthur V. Warren pela amizade e pela revisão do *abstract*.

À Fernanda Quaglio, pela revisão deste volume e por toda paciência, carinho e o amor que me dedicou desde que a conheci.

À prefeitura do município de Lages, SC, que viabilizou as primeiras etapas de campo do ponto de vista logístico.

Ao Primeiro Batalhão de Engenharia do Exército de Lages, SC, pelo apoio operacional e de infra-estrutura nas duas últimas campanhas de campo.

Ao Cnpq, pelo apoio financeiro durante o período de tempo em que este projeto se desenvolveu.

CAPÍTULO I – CONSIDERAÇÕES INICIAIS

I.1 - Introdução

Apesar de diversos trabalhos terem sido desenvolvidos sobre a Formação Rio do Rasto, ainda persistem algumas lacunas quanto a aspectos importantes de sua evolução sedimentar, principalmente no tocante à caracterização de seus sistemas deposicionais, paleoclima e relações de contato com as formações adjacentes ou contíguas.

A Formação Rio do Rasto, unidade estratigraficamente inserida no topo do Grupo Passa Dois, é subdividida em dois membros: Serrinha (inferior) e Morro Pelado (superior). Em linhas gerais, estes se caracterizam pela presença de sedimentos de costa afora, que paulatinamente gradam para depósitos deltaicos e continentais. A Formação Rio do Rasto, se caracteriza por ser uma unidade predominantemente progradacional que, a grosso modo, apresenta aumento de arenitos associado a uma tendência de espessamento de camadas em direção ao topo. A unidade formalmente encerra-se na base da Formação Pirambóia, sotoposta aos depósitos eólicos representativos da colmatação final do corpo aquoso em que se depositou o sistema deltaico do topo do Grupo Passa Dois.

A marcante variação lateral das fácies sedimentares da Formação Rio do Rasto é sem dúvida um fator que dificulta estabelecer interpretações quanto à evolução sedimentar da unidade, e gera, dependendo das dimensões e das características da área estudada, interpretações distintas quanto aos sistemas deposicionais. Desta maneira, interpretações locais feitas a partir de um determinado contexto podem não ser representativas da sedimentação da formação como um todo. Tendo em vista esta particularidade, escolheram-se as regiões centro-sul e leste de Santa Catarina, principalmente pelo fato de corresponderem a uma área com baixa densidade de trabalhos recentes com enfoque estratigráfico e sedimentológico. Ademais, as pronunciadas escarpas à leste do estado propiciam ampla exposição de seções estratigráficas verticais (Fig. I.01). A região do Domo de Lages, reconhecida pela ocorrência de diferentes tipos de rochas alcalinas, devido à configuração estrutural de seus blocos basculados, apresenta grande densidade de afloramentos que perfazem toda a coluna estratigráfica dos Grupos Guatá, Passa Dois e São Bento, destacando a grande faixa aflorante da Formação Rio do Rasto. Nessas ocorrências

foi possível aplicar, em campo, a metodologia consagrada da sedimentologia e estratigrafia, balizada por técnicas e conceitos calcados na moderna Estratigrafia de Sequências.

I.1.1 - Objetivos

A presente dissertação tem como objetivo principal o reconhecimento faciológico e estratigráfico da Formação Rio do Rasto, a partir da caracterização dos sistemas deposicionais da unidade. Desta forma, deu-se especial atenção às relações de contato com as formações Teresina (inferior) e Pirambóia (superior), às relações bio e cronoestratigráficas, bem como aos aspectos arquiteturais inerentes à unidade estudada.

A leitura criteriosa da bibliografia existente, associada a um enfoque estratigráfico baseado nos métodos de análises de fácies e elementos arquiteturais, análise de paleocorrentes e estratigrafia de sequências, pôde fornecer a base para um melhor entendimento da história deposicional da Formação Rio do Rasto. O trabalho de detalhe, materializado em um número grande de seções estratigráficas, possibilitou definir as diferentes associações de fácies e feições arquiteturais de grande escala. Com base nesses dados, também se objetivou tentativamente traçar correlações com outras regiões já estudadas, e com isso, inferir um provável quadro paleogeográfico e deposicional para a Formação Rio do Rasto dentro do contexto tectono-sedimentar do Permo-Triássico da Bacia do Paraná.

I.1.2 - Localização e vias de acesso

A área de estudos localiza-se nas regiões centro-sul e leste do Estado de Santa Catarina, abrangendo os municípios de Lages, São Joaquim, Rio do Sul e Santa Cecília (Fig. I.02).

O município de Lages encontra-se inserido na Folha Topográfica de Lages (SG-22-Z-C-V), em escala 1: 100.000, articulada com as folhas Ponte Alta do Norte (norte), Petrolândia (leste) e Campo Belo do Sul (oeste). O acesso à área de estudo é facilitado pela existência de uma boa malha rodoviária e pelas boas condições de tráfego durante todos os períodos do ano. A partir de Curitiba (PR), o acesso pode ser feito diretamente pela

Figura I.02 - Mapa de localização das áreas de estudo.

BR-116, a qual segue para Porto Alegre (RS), sendo a cidade de Lages equidistante das duas capitais. O acesso pode ainda ser feito a partir de Florianópolis (SC), seguindo diretamente pela BR-282 até Lages, que dista cerca de 180 km da capital catarinense. Em termos geológicos, a área estudada encontra-se situada na borda leste da Bacia do Paraná, onde afloram unidades gondwânicas pertencentes aos Grupos Guatá, Passa Dois e São Bento (Fig. I.03). Cabe salientar que, na região de Lages, a existência de uma estrutura dômica, associada a um complexo alcalino intrusivo do final do Cretáceo e início do Paleógeno (Terciário), propicia a exposição de boa parte das unidades paleozóicas e mesozóicas da referida bacia.

Com o intuito de refinar os dados estratigráficos e sedimentológicos, além de tentar reconhecer níveis de correlação regional e o padrão vertical de empilhamento das fácies da unidade, foram realizadas três seções colunares contínuas, em regiões que possibilitassem boas exposições verticais. Deste modo optou-se pelos afloramentos presentes ao longo das serras de Rio do Sul, Rio do Rasto e Espigão.

A rodovia SC-438, de jurisdição estadual, passa pelo município de Lages e a liga aos municípios de São Joaquim e Bom Jardim no planalto catarinense. Na quebra topográfica a rodovia encontra as escarpas verticais do leste e sudeste de Santa Catarina e então torna-se sinuosa em trecho de aproximadamente 17 km, ao descer a Serra do Rio do Rasto em direção ao município de Lauro Müller. O alto da Serra encontra-se na cota 1.400 m, no topo dos derrames basálticos, e termina na cota 200 m acima do nível do mar, possibilitando na sua descida, a observação de exposições de rochas da Bacia do Paraná muito bem preservadas, ainda que certos trechos encontrem-se encobertas por densa vegetação ou apresentem-se muito alteradas. A seção colunar levantada na Serra do Rio do Rasto foi realizada em uma estrada recém aberta, localizada lateralmente à rodovia SC-438, e pode ser considerada como seção análoga à clássica Coluna White (White, 1908). Nesta estrada, afloram aproximadamente 250 metros, de espessura vertical, da seção permiana da Bacia do Paraná, compreendendo o intervalo entre a Formação Serra Alta e a metade inferior do Membro Morro Pelado.

Outra seção estratigráfica contínua foi levantada em afloramentos localizados na Serra de Rio do Sul, cortada pela rodovia BR-470 que liga a cidade de Lages ao município de Rio do Sul.

Figura I.03 - A e B - Modelo de elevação digital de relevo da carta topográfica de Lages, SC, na escala de 1:100.000. A camada contendo as informações geológicas (unidades litoestratigráficas de mapeamento) foi sobreposta ao bloco de relevo no intuito de evidenciar a faixa de afloramentos circular da região do domo de Lages.

Por fim, o levantamento estratigráfico que possibilitou a aquisição da seção mais espessa, e possivelmente melhor representada em termos de afloramentos, foi o realizado na Serra do Espigão, localizada no município de Santa Cecília e cortada pela rodovia federal BR-116.

I.1.3 - O Domo de Lages e os altos estruturais da Bacia do Paraná

Inúmeras regiões da Bacia do Paraná, em especial na borda leste, têm chamado a atenção dos pesquisadores pela existência de estruturas descritas como altos estruturais da bacia (também referidas como domos), em cujo interior são comuns exposições de rochas mais antigas da coluna estratigráfica. Somadas a esta particularidade estrutural e a determinadas características que podem conferir a estas estruturas o caráter de *trapp* (armadilha) para petróleo e gás, as estruturas “dômicas” da Bacia do Paraná têm sido objeto de diversos estudos em distintas linhas de pesquisa. Diversos autores, entre estes Soares (1974), discutem a origem dessas estruturas, vinculando-as a processos que envolvem esforços provenientes da subsidência da bacia, de falhamentos e dobramentos.

Segundo Riccomini (1995), tais altos estruturais estão relacionados a alinhamentos regionais que apresentam consideráveis movimentações normais e transcorrentes, dextrais ou sinistrais, envolvendo também importante soerguimento. O modelo transcorrente, segundo o autor, pode ser aplicado a diferentes ocorrências na Bacia do Paraná, como os anticlinais de Pitanga, Jacu e Carlota Prenz.

Outro modelo postulado para explicar a origem dos “domos” de Vargeão (SC), Piratininga (SP) e Cerro do Jarau (RS), vincula a origem desses altos estruturais a impactos de corpos celestes ocorridos durante o Cretáceo Inferior (Hachiro *et al.* 1994).

O Domo de Lages, localizado na porção centro-sul do estado de Santa Catarina, tem aproximadamente 2.100 km² em área e expõe em seu interior rochas gondwânicas da Bacia do Paraná (Fig. I.03). É caracterizado por uma disposição circular, concêntrica, de afloramentos de unidades paleozóicas e mesozóicas, com exposição na sua porção central de rochas da Formação Itararé (Permo-Carbonífero), que ocorrem na mesma cota dos derrames básicos da Formação Serra Geral (Juro-Cretáceo), aflorantes nos flancos da

estrutura (Scheibe, 1980; 1986). A estrutura apresenta também um conjunto de falhamentos inversos, de caráter radial, responsáveis por importantes basculamentos das unidades sedimentares e ígneas na área (Loczy, 1966).

Na porção central da estrutura, expõe-se um complexo plutônico intrusivo constituído de rochas alcalinas de colocação rasa, que apresenta forma alongada em mapa, com eixo maior próximo da orientação norte-sul. Trata-se de um maciço rochoso bem evidente em imagens de satélite e em fotos aéreas, caracterizado por um padrão de drenagem tipicamente centrípeta.

Devido à expressão em área e a grande variedade litológica encontrada, definiu-se para o complexo de rochas vulcânicas e subvulcânicas de Lages a alcunha de “Distrito Alcalino de Lages” (Fig. I.04). Dentre os grupos de litotipos de maior ocorrência destacam-se: rochas alcalinas leucocráticas (fonólitos, analcima traquitos e nefelina sienitos porfiríticos); rochas ultrabásicas alcalinas (olivina melilitos e lamprófiros, ocorrendo preferencialmente na forma de diques); carbonatitos; kimberlitos; e brechas de chaminé (Scheibe, 1986). Estudos geoquímicos e petrogenéticos efetuados principalmente por Scheibe (1986) vinculam a gênese dessas rochas à presença de fusão parcial mantélica com importante contribuição de CO₂.

Os estudos isotópicos disponíveis sobre as rochas mencionadas do Domo de Lages são ainda muito escassos, não havendo grande quantidade de dados de alto valor interpretativo, como aqueles obtidos pelos métodos Ar/Ar e Sm/Nd. Por tais motivos, são disponíveis apenas idades K/Ar entre 62,9 e 78,3 Ma, obtidas por Scheibe (1985, 1986) em kimberlitos, fonólitos, brechas de chaminé e nefelina sienitos porfiríticos. Além disso, são ainda estabelecidas datações Rb/Sr com uma isócrona média fornecendo uma idade aproximada de 81+ ou – 8 Ma, ligeiramente superior aos valores encontrados pelo método K/Ar. Com base nesses dados, Scheibe (1986) determinou que a duração do evento magmático responsável pela colocação das rochas alcalinas teria sido de aproximadamente 10 Ma.

Os trabalhos disponíveis na literatura não apresentam um modelo tectônico específico que explique a formação do braqui-anticlinal de Lages. No entanto as evidências indicam forte vínculo entre a geração da estrutura e a colocação dos principais corpos alcalinos.

Mapa Geológico simplificado da Folha Lages, SC (1:100.000)

Figura I.04 - Mapa geológico simplificado da folha de Lages, SC (escala 1:100.000)

I.2 Materiais e métodos

I.2.1 Pesquisa Bibliográfica

A pesquisa bibliográfica foi realizada em duas etapas, compreendendo o levantamento da literatura referente aos temas de interesse e a leitura crítica da mesma.

Dirigiu-se especial atenção aos estudos focalizados nos aspectos sedimentares, paleontológicos e estratigráficos da Formação Rio do Rasto e do Grupo Passa Dois, com a clara finalidade de inserir a unidade estudada no contexto da evolução deposicional da Bacia do Paraná no Permo-Triássico.

A análise da literatura referente à caracterização de fácies sedimentares, elementos arquiteturais, petrografia de rochas terrígenas e carbonáticas e estratigrafia de seqüências foi de fundamental importância para a modelagem dos sistemas deposicionais da Formação Rio do Rasto.

I.2.2 Trabalhos de campo

As saídas de campo foram realizadas ao longo dos anos de 2002 a 2005 nas áreas englobando o município de Lages e as serras de Rio do Sul, Rio do Rasto e Espigão. Nas campanhas realizadas na cidade de Lages e adjacências foram aplicadas as técnicas usuais de geologia de campo, em especial a cartografia geológica em escala de semi-detalle (1:25.000). Para tanto, foram utilizadas as cartas plani-altimétricas em escala 1:100.000 (SG-22-Z-C-V), incluindo cópias das folhas SG-22-Z-C-IV (Campo Belo do Sul), do ano 1973, produzidas pelo IBGE (Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística), a partir das quais elaborou-se a base topográfica da área de estudo na escala 1:25.000. Com o intuito de complementar estes materiais, foram adquiridos mapas digitalizados, fotos aéreas de maior escala (1:25.000) ou de escalas equivalentes ou menores, bem como imagens espectrais *Landsat*.

Ressalta-se ainda a importância, nas etapas de campo, das descrições sistemáticas dos afloramentos, com obtenção de dados estruturais (juntas, falhas e estrias), além da realização de perfis geológicos, colunas estratigráficas de alta resolução em escala de 1:20,

foto-mosaicos e o estudo de detalhe das características físicas mais marcantes, como a geometria dos corpos, a identificação de estruturas sedimentares e as características litológicas e paleontológicas. Complementarmente, seções estratigráficas verticalmente contínuas da Formação Rio do Rasto foram levantadas nas serras de Rio do Rasto, Rio do Sul e Espigão

As etapas de campo também tiveram como objetivo a coleta sistemática de amostras em afloramento e pedreiras, para a composição de coleção dos litotipos mais significativos. As amostras coletadas em campo foram selecionadas para feitura de lâminas delgadas e para captação de imagens em detalhe por meio de lupas e máquinas fotográficas *Leica*.

I.2.3 - Análise de fácies sedimentares

Para Walker (1992), o termo *fácies* aplicado no âmbito sedimentológico poderia ser definido como “um corpo rochoso caracterizado por uma combinação particular de litotipos, estruturas físicas e biológicas que apresentem aspectos diferentes dos corpos sobrepostos, sotopostos e lateralmente adjacentes a este”. Estes aspectos são materializados nos elementos litológicos, conteúdo fossilífero, estruturas biogênicas, diagenéticas, deformacionais e sedimentares, espessura e geometria de camadas que permitem separar determinado corpo rochoso de outros adjacentes. Tais aspectos são resultados dos processos sedimentares envolvidos na própria geração da fácies.

Considerando que uma fácies, e por conseguinte, o processo físico inerente à sua formação, pode repetir-se em sistemas deposicionais distintos, torna-se necessário defini-la sempre dentro de um contexto sedimentar próprio. Na prática, isso se resume em agrupá-las em associações de fácies onde o mais importante é a relação conjunta do todo (grupo de fácies) e não o de uma parte (fácies) em separado. A caracterização da associação de fácies complementada pela definição de elementos arquiteturais auxilia na concepção de um modelo de fácies coerente, que sob a luz da comparação com exemplos modernos e antigos culminará na definição do sistema deposicional pretendido. Segundo Walker (1992), um modelo de fácies coerente deve respeitar quatro preceitos: 1) que seja um modelo-guia para comparação com outros modelos; 2) que sirva de arcabouço para futuras observações; 3)

que seja elemento de previsão para novos contextos; e 4) que sirva de base de interpretação para o sistema deposicional que o modelo representa.

Os sistemas deposicionais, estabelecidos a partir do modelo proposto por Walker (1992) e Reading (1986), são representações tridimensionais das associações de fácies e elementos arquiteturais aos quais estarão incorporados os efeitos produzidos pelos controles externos, tais como as variações relativas do nível de base provocadas por mudanças climáticas e atividades tectônicas.

Sistematicamente, nesta dissertação foi realizada a identificação e classificação das fácies segundo a convenção de Miall (1996), utilizando-se preferencialmente duas a três letras, sendo a primeira maiúscula referente a litologia e a segunda (ou terceira) minúscula referente a estrutura sedimentar associada. Conjuntamente à descrição detalhada realizada em campo, foram interpretados os processos físicos geradores de cada fácies, os quais tiveram base na comparação com depósitos semelhantes atuais (naturais ou reproduzidos em laboratório).

I.2.4 - Descrições paleontológicas

As descrições paleontológicas foram realizadas a partir de exemplares fósseis de fauna e flora, coletados em afloramentos na região de Lages e nas seções de Rio do Sul e Serra do Espigão. Objetivou-se a classificação taxonômica dos espécimes em nível de gênero a partir de caracteres externos, diagnósticos, definidos por análise macroscópica, em lupa *Zeiss* e pela captação de imagens em torre móvel *Leica*.

A tafonomia, quando atrelada a uma visão sedimentológica, pode fornecer informações muito precisas quanto à gênese do depósito estudado, constituindo-se, desse modo, em ferramenta muito útil na análise de fácies e de processos deposicionais (Simões & Kowalewski, 1998). Desta maneira, as concentrações fósseis foram estudadas *in situ* a partir de uma perspectiva tafonômica, priorizando a observação de feições geométricas de concentração, de tipos de contatos delimitantes, de organização interna dos bioclastos, da qualidade de preservação (graus de fragmentação, abrasão, desarticulação, marcas de predação...) e da relação com as fácies sedimentares verticalmente contíguas.

A classificação dos icnofósseis, comumente associados às fácies intensamente bioturbadas, foi realizada a partir de comparação com tipos já descritos em formações permo-triássicas da Bacia do Paraná, relacionados no trabalho de Fernandes *et al* (2002) e nas características morfológicas encontradas no Tratado de Paleontologia (*Treatise of Palaeontology*), relativas a este grupo de estruturas (Hantzschel, 1975).

I.2.5 - Análise de elementos arquiteturais

Segundo Walker, os elementos arquiteturais correspondem a “uma subdivisão morfológica de um sistema deposicional particular, caracterizada por uma assembléia de fácies, aspectos geométricos e processos deposicionais envolvidos”.

Os elementos arquiteturais (representados por duas letras maiúsculas) são, desse modo, compostos por uma fácies ou por uma associação de fácies que apresentam tridimensionalmente um padrão geométrico característico. As linhas que delimitam a geometria dessas unidades apresentam significado genético e cronológico, dado que são materializações dos processos físicos que geraram o depósito. Frente a isso, o reconhecimento da relação espacial e genética entre as fácies auxilia na caracterização desses elementos e, conseqüentemente, das superfícies que apresentam significado genético e temporal e são responsáveis pela delimitação dessas mesmas unidades (Miall, 1991).

Como as superfícies delimitantes podem apresentar expressiva extensão em área e diferentes formas (irregular, côncava ou convexa para cima, etc.), geralmente, é possível o reconhecimento dos aspectos geométricos dos elementos arquiteturais. O método proposto por Miall (1991; 1996) define que a caracterização e hierarquização de superfícies com significado genético e cronológico deve ser pautada na observação dos seguintes aspectos: composição e associação das fácies analisadas, geometria dos corpos em escala adequada e finalmente o tipo de superfície que delimita os estratos.

Reconhecer e hierarquizar os elementos arquiteturais em um determinado contexto deposicional significam, desse modo, subdividir uma sucessão sedimentar em corpos tridimensionais caracterizados por associações de litofácies típicas e por aspectos geométricos distintos. Esse procedimento permite a visualização tridimensional da extensão física e a duração temporal dos processos sedimentares (Miall, 1991; 1996). Em nossa

prática de campo, o estudo dos elementos arquiteturais se deu através da análise de foto-mosaicos associada a seções estratigráficas de alta resolução (escala 1:20), em que foram observados aspectos relevantes como: superfícies limitantes; espessuras e geometria das camadas; características litológicas, texturais e granulométricas; estruturas sedimentares; e direções de paleocorrentes.

As identificações de recorrências dos eventos deposicionais, das associações de fácies e de elementos arquiteturais, bem como a imprescindível comparação com processos sedimentares atuais culminou na caracterização dos sistemas deposicionais da Formação Rio do Rasto.

I.2.6 - Análise de paleocorrentes

A obtenção de medidas e a análise de paleocorrentes são ferramentas fundamentais para a caracterização paleogeográfica de bacias sedimentares. O conhecimento de padrões medidos em estruturas sedimentares primárias, auxilia na reconstituição da dinâmica paleogeográfica de uma bacia sedimentar. Pontos cruciais ao entendimento da evolução de bacias sedimentares tais como definição de áreas-fonte, sentido do suprimento sedimentar e áreas de deposição preferencial são em grande parte elucidados por um conhecimento abrangente dos padrões de paleocorrentes (Potter & Pettijohn, 1977).

A análise de paleocorrentes e paleoventos parte do pressuposto de que as estruturas medidas em campo refletem as condições hidrodinâmicas (ou aerodinâmicas) vigentes ao tempo de deposição dessas formas. O conhecimento dos padrões de dispersão de paleocorrentes, associado à caracterização dos processos sedimentares atuantes em determinado sistema, possibilita definir espacialmente as províncias fisiográficas de um dado contexto deposicional. Por exemplo, através da análise da dispersão dos dados de paleocorrentes é possível inferir com alguma segurança o tipo de sistema fluvial, as paleolinhas de costa, as zonas de aporte sedimentar entre outros. Dentro do contexto estudado, o entendimento do padrão de paleocorrentes, embasado em uma estatística confiável, possibilita definir e modelar os tipos de rios alimentadores, a direção de

progradação do sistema deltaico, a direção (ou direções) de um possível retrabalhamento dos sedimentos na bacia receptora e o sentido de migração de campos de dunas associados.

As principais estruturas sedimentares utilizadas para o estudo de paleocorrentes foram as laminações cruzadas e as estratificações cruzadas acanaladas de médio e grande porte, supostamente geradas em ambiente subaquoso e subaéreo (eólico). Os procedimentos adotados foram os propostos por Potter & Pettijohn (1977), Tucker (1989) e Miall (1990).

I.2.7 - Petrografia

A partir de amostras representativas dos principais litotipos da Formação Rio do Rasto foram confeccionadas lâminas delgadas que, *a posteriori*, foram estudadas sob a técnica da análise petrográfica em microscópios e fotomicroscópios petrográficos *Zeiss* e *Leica*.

O estudo petrográfico dos litotipos siliciclásticos objetivou a descrição da natureza mineralógica do arcabouço, matriz e cimento, além de parâmetros como seleção granulométrica, graus de esfericidade e arredondamento e forma dos grãos. Parâmetros como os tipos de contatos entre os grãos, trama (*fabric*) e tipo de empacotamento foram definidos a partir da descrição da relação arcabouço-matriz. A classificação dos litotipos e as considerações sobre o grau de maturidade sedimentar seguiram os métodos e a nomenclatura proposta por Folk (1968).

A classificação das lâminas de calcretes baseou-se nos estudos de Folk (1962) e Dunham (1962). Algumas modificações nas descrições foram realizadas, tendo em vista que estas rochas são produtos de cimentação tardia em sedimentos previamente depositados.

A finalidade da análise petrográfica como um todo é elucidar parâmetros como a mineralogia detalhada dos litotipos, maturidade sedimentar (mineralógica e textural), substituições e percolações sin e pós-sedimentares. Com isso, visa-se fornecer subsídios para o entendimento dos processos sedimentares e diagenéticos atuantes durante e após a deposição da sucessão de rochas da Formação Rio do Rasto.

I.2.8 - Fundamentos de estratigrafia de seqüências

I.2.8.a - Introdução

Ao longo da história das Ciências Geológicas, foram adotados diversos paradigmas que não explicam determinadas questões da área da Estratigrafia que hodiernamente são importantes na reconstituição do histórico deposicional de bacias sedimentares. Nos últimos anos, novos métodos e conceitos foram introduzidos e interpretam mais adequadamente as lacunas deixadas por paradigmas anteriores. Podemos citar entre os mais importantes, a relutância da “clássica estratigrafia de camada de bolo” em reconhecer a existência de diacronismo em uma mesma unidade sedimentar e o pouco entendimento das geometrias de grande escala e dos padrões de preenchimento de bacias sedimentares. O emprego desse paradigma resultou na grande dificuldade de modelar padrões estratigráficos de grande escala e levou à constatação de que o universo dos velhos conceitos e modelos, calcados na tríade Litoestratigrafia, Bioestratigrafia e Cronoestratigrafia não mais explicava de maneira satisfatória o observado no registro geológico.

Sloss (1963), ao estudar grandes unidades estratigráficas de caráter regional delimitadas por discordâncias, formulou uma das primeiras definições sobre seqüências: “seqüências são unidades estratigráficas de rochas, hierarquicamente maiores que grupo, megagruppo ou supergrupo, reconhecíveis regionalmente em um continente e limitadas por discordâncias de caráter regional”.

A teoria de “Seqüências” proposta por Sloss *et al* (1949) e Sloss (1963), não foi amplamente adotada nos estudos estratigráficos até o final da década de 60. Posteriormente, Vail *et al* (1977) adaptou a teoria de “Seqüências” para “Seqüências Depositionais”, considerando a influência das variações relativas do nível do mar na dinâmica deposicional de bacias sedimentares. Esta nova teoria passou a ser substancialmente aplicada e popularizada nos meios técnico-científicos, principalmente aqueles relacionados à exploração petrolífera.

Nas décadas de 60 e 70, grandes investimentos em técnicas de prospecção indireta, na exploração petrolífera impulsionaram grande avanço tecnológico. Os novos métodos resultaram em queda no custo dos furos de sondagem, além de permitirem o incremento das

informações sobre a distribuição espacial, de subsuperfície, relativa às rochas geradoras, armazenadoras e selantes em campos de hidrocarbonetos. A utilização da “Sísmica de Reflexão” como ferramenta principal, aliada a conceitos de geometria e estratigrafia dos depósitos, acabou por consagrar uma nova técnica, oportunamente denominada de “Sismoestratigrafia”, que se tornou o principal método empregado para fins exploratórios.

O avanço na capacidade dos computadores, e conseqüentemente das técnicas de tratamento de dados sísmicos, ampliaram consideravelmente a capacidade de processamento de informações, o que permitiu uma melhora substancial na qualidade das seções sísmicas.

A necessidade de interpretar espessas sucessões sedimentares do ponto de vista genético, geométrico e evolutivo, e efetuar correlações entre estas em nível de bacia, levou ao desenvolvimento das técnicas de interpretação sismoestratigráfica que revolucionaram os métodos de subdividir, correlacionar e mapear rochas sedimentares (Della Fávera, 2001). Os novos conceitos oriundos da estratigrafia de seqüências foram, desse modo, os responsáveis por um modelo viável de síntese de dados estratigráficos, os quais são sempre inseridos dentro de padrões deposicionais regionais (Witzke *et al.*, 1996).

Os trabalhos desenvolvidos pelo grupo de geólogos e geofísicos da companhia petrolífera EXXON (Vail *et al.* 1977) representam os marcos fundamentais da “Estratigrafia de Seqüências”, e atualmente são considerados a base do método que revolucionou os antigos modelos estratigráficos.

1.2.8.b - Principais conceitos e abordagens

A Estratigrafia de Seqüências baseia-se no estudo de pacotes de rochas geneticamente relacionadas, limitados no topo e na base por discordâncias ou conformidades correlativas (Van Wagoner *et al.*, 1988). De acordo com esse conceito, a aplicação do método corresponde a agrupar sucessões de rochas em unidades cuja sedimentação está compreendida em um ou mais ciclos sedimentares (em escalas variáveis), delimitados por superfícies com significado cronológico. Inferindo-se a duração aproximada desses ciclos, é possível associá-los a fenômenos (de ordem tectônica,

astronômica e climáticas) em escala global e, portanto, formular uma ordem hierárquico-temporal para as seqüências (tabela I.01).

Ordem	Duração (Ma)	Ciclos globais associados
1 ^a	> 100	Intimamente relacionados aos ciclos de Wilson de abertura e fechamento de oceanos.
2 ^a	100 – 10	Ciclos ligados a variações nas taxas de espalhamento do assoalho oceânico.
3 ^a	10 – 1	Ciclos ligados a diminuições e aumentos volumétricos nos oceanos causados por variações climáticas no ciclo da água (aprisionamento/liberação) e causas tectônicas.
4 ^a	1 – 0,1	Ciclo de excentricidade longa de Milankovitch
5 ^a	0,1 – 0,01	Ciclo de excentricidade curta de Milankovitch
6 ^a	0,01 – 0,002	Ciclo de obliquidade e precessão de Milankovitch

Tabela I.01 - Escala temporal de duração das seqüências e dos ciclos globais a estas relacionados (modificado de Vail *et al.* 1991 e Hachiro, 2001).

De acordo com Jervy (1988), a deposição e arquitetura das seqüências é função de três fatores principais: taxa de subsidência da bacia, taxa de variação eustática e taxa de aporte sedimentar. Os principais modelos existentes consideram que as taxas de aporte sedimentar e subsidências são constantes, de modo que a geração de espaço de acomodação seria em primeira instância devida a variações nas taxas de eustasia. Desse modo, o espaço a ser preenchido em uma bacia sedimentar seria controlado diretamente por variações do nível de base, ou seja, o limite entre áreas onde predomina a preservação do registro e áreas dominadas pela erosão. A variação do espaço de acomodação gerado pode ser representada por uma curva senoidal derivada da intersecção das curvas de taxa de subsidência e taxa de variação eustática.

A relação entre o espaço de acomodação gerado e a taxa de aporte sedimentar é o principal fator que irá determinar os padrões de arquitetura deposicional da seqüência. Se a taxa de aporte sedimentar for maior que a taxa de geração de espaço de acomodação ocorrerá progradação da linha de costa; quando essas taxas forem semelhantes ocorrerá agraduação. Por outro lado, se a segunda exceder a primeira ocorrerá uma típica sucessão retrogradacional.

A partir do reconhecimento dos padrões arquiteturais e da posição relativa da sucessão estudada dentro dos limites das seqüências, é possível ordenar a sucessão de

sistemas deposicionais contemporâneos durante a evolução do ciclo tectono-eustático. A essas unidades é dado o nome de “Tratos de Sistema”, sendo que estes ocupam posições definidas dentro da curva de espaço de acomodação.

O limite de seqüências ocorre quando a taxa de rebaixamento do nível do mar é substancialmente maior que a taxa de subsidência tectônica, o que provoca o deslocamento do *onlap* costeiro em direção ao interior da bacia, expondo porções da plataforma a processos de erosão. De maneira concomitante à erosão continental, pode ocorrer a formação de depósitos fluviais, escavação de vales incisos e cânions na margem da plataforma. Enquanto a taxa de subsidência exceder a taxa de queda do nível do mar ocorrerá a geração de espaço de acomodação na bacia e este será preenchido *a priori* por depósitos progracionais. Com a diminuição da taxa de geração de espaço de acomodamento (e para um modelo de aporte sedimentar constante) desenvolver-se-á tipicamente uma sucessão agradacional. A esses depósitos dá-se o nome de “trato de mar baixo”. (Posamentier *et al.*, 1988).

O contexto em que se forma o trato de mar baixo é caracterizado pela aceleração nas taxas de subida do nível do mar e pelo incremento de espaço de acomodação. O deslocamento progressivo do *onlap* cada vez mais para o interior do continente gera uma superfície transgressiva que delimita a base da sucessão retrogradacional chamada de “trato transgressivo”. A continuidade do processo de invasão marinha continente adentro (a máxima incursão marinha será registrada por uma superfície de máxima inundação) ocorrerá até a taxa de espaço de acomodação (variação eustática + subsidência tectônica) decrescer e for inferior à taxa de aporte sedimentar e com isso desenvolver-se uma sucessão do tipo agradacional. Com a desaceleração da elevação do nível do mar e o decréscimo na geração de espaço de acomodação, a seqüência passa a apresentar um caráter tipicamente progracional e, em termos de oscilação de linha de costa, regressivo. Essa sucessão recebe o nome de “trato de mar alto”. O limite superior de um trato de mar alto é a discordância ou a conformidade correlativa gerada pelo rebaixamento do nível do mar e erosão de parte da plataforma.

No entanto, os limites de seqüências não necessariamente precisam ser definidos por discordâncias. Limites das chamadas seqüências do tipo 2 também são caracterizados pelo deslocamento do *onlap* em direção ao interior da bacia, no entanto, essa variação não chega

a atingir a borda da plataforma que continua abaixo do nível de base. Assim, não ocorre erosão subaérea e o esculpimento de cânions e vales incisos. A formação de limites de seqüência do tipo 2 está associada a taxas de queda eustáticas inferiores às taxas de subsidência na porção marginal da plataforma e superiores nas regiões mais interiores da mesma. À sucessão primeiramente progradacional e posteriormente agradacional desenvolvida nesse contexto é dado o nome de “trato de margem de plataforma”, e tal como nas seqüências de tipo 1, a superfície transgressiva de topo é o limite deste com o trato transgressivo.

1.2.8.c - Estratigrafia de seqüências em bacias intracratônicas

Bacias intracratônicas são geralmente depressões preenchidas por sedimentos, implantadas em regiões tectonicamente estáveis da crosta e caracterizadas por apresentarem grande extensão em área e substrato com mergulho muito suave (Della Fávera, 2001). A ausência de talude, acrescida da baixa profundidade da lâmina d'água, restringe a geração de espaço de acomodamento sedimentar (Lindsay *et al.* 1993), o que condiciona diretamente as baixas taxas de sedimentação apresentadas nesse tipo de bacia. A resposta sedimentar a essas condições é a configuração característica das seqüências deposicionais, que são em geral delgadas e extensas, apresentando geometria próxima à tabular e camadas horizontalizadas e paralelas às linhas de tempo. A baixa taxa de sedimentação e a ínfima proporção de tempo preservado nas sucessões estratigráficas (Sloss, 1996) são diretamente responsáveis pela baixa resolução temporal obtida em bacias intracratônicas (Witzke *et al.*, 1996).

A configuração próxima à tabular das seqüências sedimentares desenvolvidas em sinéclises, também conhecidas como bacias do tipo rampa, dificulta o reconhecimento de feições geométricas progradacionais características e de discordâncias regionais, estas últimas por serem horizontalizadas e por apresentarem relevo desprezível (Lindsay *et al.*, 1993). Nessas bacias, a monotonia de padrões sismoestratigráficos é caracterizada pela alternância de refletores sísmicos plano-paralelos, causando a ausência de clinoformas e o difícil reconhecimento de terminações em *onlap*. Desse modo, a ausência de padrões geométricos, facilmente reconhecíveis em seqüências desenvolvidas em margens passivas,

dificulta a definição de limites entre as unidades e, conseqüentemente, a subdivisão destas em seus respectivos tratos de sistema (Della Fávera *et al.* 1994).

A identificação do trato de mar baixo e de cunha de plataforma em seções sísmicas obtidas em sinéclises é dificultada pela complicada identificação de discordâncias regionais e o reconhecimento de feições típicas (ravinamento, vales incisos, estuários e outros). Isso se dá devido às baixas taxas de deposição e a ausência de padrões geométricos claros.

As seqüências intracratônicas são, portanto, compostas pelos tratos transgressivo e, de mar alto em sucessões com amplas superfícies de inundação, que apresentam arquitetura típica de delgados ciclos transgressivo-regressivos de terceira ou quarta ordem (Witzke *et al.*, 1996; Della Fávera *et al.*, 1994; Hachiro, 1996). Os sistemas deposicionais do trato transgressivo são essencialmente semelhantes aos do trato de mar alto, sendo que a maneira mais segura de distingui-los é identificar, na seqüência, a existência de uma superfície de inundação máxima na base do trato de mar alto (Della Fávera, 2001). Essa superfície, guardada as incertezas quanto à batimetria, pode ser materializada por depósitos de folhelhos negros gerados em condições de anoxia durante a máxima incursão marinha em direção ao continente (Sloss, 1996). Na base do trato de mar alto, são assinaturas características, os horizontes com concentrações condensadas apresentando taxas de *time averaging* (“mistura temporal”) elevadas e elementos fósseis com histórias tafonômicas diferentes (Holz & Simões, 2000).

Os mecanismos controladores da criação de espaço de acomodação em bacias em rampa (respectivamente, variações eustáticas e subsidência tectônica) são essencialmente os mesmos atuantes em bacias de margem passiva. No entanto, em bacias intracratônicas as baixas taxas de geração de espaço de acomodação, põem em cheque a eustasia como o principal fator controlador da ciclicidade sedimentar. Segundo Sloss (1996), os ciclos de soerguimento-subsidência são os principais responsáveis pela implantação e controle das seqüências desenvolvidas em bacias intracratônicas, assim como as variações climáticas são as responsáveis pelo incremento nas taxas de aporte sedimentar.

Milani & Ramos (1998) utilizaram para os sedimentos da Bacia do Paraná uma abordagem semelhante à proposta por Sloss (1996), em que os ciclos de subsidências seriam os principais responsáveis pela geração de espaço de acomodação. O modelo proposto por Milani & Ramos (1998) é bem elaborado e embasado em muitos dados

geocronológicos e estratigráficos e, de certa maneira, é fortalecido pelo fato das curvas de eustasia global de Vail (1991) não encontrarem correspondência direta na sucessão sedimentar da Bacia do Paraná, na faixa de tempo estudada.

A análise dos afloramentos estudados objetivou a caracterização dos sistemas deposicionais de modo a integrá-los no modelo da Estratigrafia de Sequências. Segundo Van Wagoner (1990), o método de campo mais adequado para este fim é procurar definir unidades de rocha geneticamente relacionadas separadas na base e no topo por superfícies de inundação, definidas como parassequências. Estes “pacotes” formados em condições fundamentalmente subaquosas, apresentam-se como sucessões representativas de depósitos continuamente mais rasos para o topo. A identificação de parassequências possibilita a definição de padrões geométricos em grande escala e, portanto de características arquiteturais pertencentes à sequência. Porém, em menor escala, fatores inerentes ao sistema deposicional estudado, tal como o caráter autocíclico, podem inviabilizar ou dificultar a definição destas unidades (Feijó, comunicação verbal, 2005).

No caso da Formação Rio do Rasto, foram individualizadas algumas sucessões delimitadas por superfícies de inundação apresentando raseamento ascendente que poderiam ser classificadas como parassequências deltaicas *sensu* Van Wagoner (1990). No entanto a ocorrência isolada destas unidades e a variação marcante de fácies, acrescidas do caráter essencialmente autocíclico do sistema deposicional estudado, inviabilizaram a utilização de parassequências como uma ferramenta funcional no que diz respeito à caracterização do padrão arquitetural da sequência.

CAPÍTULO II - CONTEXTO GEOLÓGICO

II.1 - Considerações sobre a Geologia da Bacia do Paraná

A Bacia do Paraná caracteriza-se por ser uma extensa depressão deposicional com eixo principal de direção NE-SW situada na porção centro-leste e sudeste do continente sul-americano, abrangendo uma área de aproximadamente 1.700.000 km². Sua maior extensão

localiza-se em território brasileiro (1.100.000 km²); secundariamente, na Argentina (400.000 km²), Paraguai (100.000 km²) e Uruguai (100.000 km²).

Desde o trabalho pioneiro realizado por White (1908), em que se definiu a seção tipo na Serra do Rio do Rasto, a Bacia do Paraná vem sendo objeto de estudos em diversas áreas do conhecimento. Atualmente é considerada uma bacia relativamente bem conhecida, com inúmeros trabalhos versando sobre sua estratigrafia, sistemas deposicionais e conteúdo paleontológico. Mais recentemente, foram realizados estudos relativos à sua evolução estrutural (Almeida 1980; Fúlfaro *et al.*, 1982; Milani, 1997; Milani & Ramos, 1998) e deposicional (Lavina, 1991; Assine *et al.* 1994; Hachiro 1996), suportados por uma gama significativa de novos dados, incluindo geoquímica de rochas vulcânicas, dados geocronológicos, perfis geofísicos e análises deformacionais pós-Gondwânicas (Riccomini, 1995).

A Bacia do Paraná pode ser classificada como uma sinéclise típica, preenchida por uma coluna de rochas com espessuras superiores a 5.500 metros, composta por sedimentos (e rochas ígneas) que datam desde o início de sua implantação, supostamente do Neo-Ordoviciano até o final de sua história evolutiva no Paleógeno.

Em termos gerais, é consenso no meio científico que a implantação da Bacia do Paraná tenha ocorrido a partir de expressiva subsidência mecânica desencadeada por um contexto tectônico distensivo. De acordo com Milani (1997), a geração de um sistema de *rifts* (direção próxima NE-SW) implantado no embasamento cratônico se deu a partir da reativação de estruturas mais antigas preexistentes, destacando-se como a mais importante a “Faixa Móvel do Rio Paraná”. O processo de preenchimento primário da bacia foi iniciado no Neo-Ordoviciano há cerca de 450 Ma.

A partir desse estágio inicial, a evolução tectono-sedimentar da Bacia do Paraná no Devoniano, Carbonífero e Permiano é marcada por importantes ciclos de soerguimento e subsidência crustal. Esses megaciclos estão intimamente associados à subsidência flexural no domínio cratônico, provocada pelas orogenias que ocorreram na borda sul-ocidental do *Gondwana* no Paleozóico (Milani & Ramos, 1998). As seqüências se depositaram nos períodos em que a bacia experimentava condições de subsidência, e portanto propiciava a disposição de novo espaço de acomodação. Dentre as mais importantes, destaca-se a transgressão devoniana (Grupo Paraná), o intenso ciclo erosivo do Carbonífero, a

expressiva subsidência da bacia no Permiano e a importante regressão no final desse período, representada pelo Grupo Passa Dois. Na passagem entre o Permiano e o Triássico, tal ciclo regressivo se acentua, dando origem aos depósitos transicionais e continentais das Formações Rio do Rasto e Pirambóia (Fig. II.01).

No período compreendido entre o Jurássico e o Cretáceo, devido a novo ciclo de subsidência, desenvolve-se um sistema desértico de características “saarianas”, representado pela sedimentação eólica da Formação Botucatu. Concomitantemente com a evolução do deserto Botucatu inicia-se o mais importante evento magmático da Bacia do Paraná (138-128 Ma.), representado por rochas vulcânicas predominantemente básicas e em segundo plano, intermediárias e ácidas. O processo de adelgaçamento crustal relacionado ao rifteamento produzido na separação entre as placas sul-americana e africana, possibilitou a ascensão de plumas mantélicas que culminaram no expressivo magmatismo fissural da formação Serra Geral.

Sobrepostas aos derrames encontram-se seqüências continentais essencialmente terrígenas (grupos Bauru e Caiuá) datadas do Neocretáceo-Paleógeno, cujas implantações estão intimamente relacionadas ao processo de subsidência provocado pelo peso da espessa coluna de rochas vulcânicas.

CAPÍTULO III – A FORMAÇÃO RIO DO RASTO

III.1 - Evolução dos conhecimentos sobre a Formação Rio do Rasto

A denominação “Rio do Rasto” foi utilizada inicialmente por White (1908), no perfil realizado na estrada entre São Joaquim a Lauro Müller (Serra do Rio do Rasto), a partir de uma sucessão de camadas composta, sobretudo por bancos de siltitos e lentes de arenitos, amarelo-avermelhados, inseridos na então denominada “Série São Bento”.

Nos anos subseqüentes, alguns trabalhos centrados principalmente na abordagem paleontológica foram realizados, enfocando a descrição pormenorizada de espécimes vegetais e animais. Destacam-se os trabalhos de Reed (1929; 1935), pela realização de descrições de bivalves e conchostráceos supostamente do Permiano, e de Dolianiti (1945)

que atribuiu idade Triássica aos espécimes vegetais encontrados nos estratos basais da Formação Rio do Rasto.

Gordon Jr. (1947), a partir de uma revisão estratigráfica regional da Bacia do Paraná, propôs a elevação desta unidade de série para formação, subdividindo-a em dois membros distintos: Serrinha (inferior) e Morro Pelado (superior). A partir deste trabalho, os estratos pertencentes à Formação Rio do Rasto aflorantes nos estados do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul, vêm sendo objeto de diversos estudos principalmente pautados na análise estratigráfica, no posicionamento cronoestratigráfico da unidade e nas descrições paleontológicas.

Os trabalhos de Putzer (1955) e Beurlen (1957) foram os primeiros a abordar os aspectos sedimentares, objetivando a definição dos “ambientes deposicionais” da Formação Rio do Rasto. Assim, foi proposto pelos referidos autores que a deposição da unidade teria se dado em ambiente francamente lacustre associado a sistemas fluviais contemporâneos. Embora esse modelo se mostrasse coerente *a priori*, diversos trabalhos posteriores o refutaram ou modificaram-no (Loczy, 1966; Castro & Medeiros, 1980; Rohn, 1988; Lavina, 1991; Rohn, 1994).

Grandes contribuições acerca das condições de deposição, paleoambientes, evolução tectônica e estratigrafia do Grupo Passa Dois, e em especial da Formação Rio do Rasto, vieram por meio dos trabalhos realizados pela PETROBRAS a partir de 1960. Muitos autores envolvidos neste projeto atribuíam às formações Serra Alta e Teresina ambiente deposicional marinho, progressivamente mais raso em direção ao topo, sendo o Membro Serrinha depositado em condições transicionais em ambientes de planícies de marés, lagoas e ilhas barreiras. Para a deposição do Membro Morro Pelado foram atribuídas condições francamente continentais envolvendo o predomínio de processos fluviais.

Loczy (1966) modificou parcialmente a hipótese original, propondo que a deposição do Membro basal Serrinha, teria ocorrido a partir de um sistema lacustre amplo, enquanto o Membro Morro Pelado teria se depositado em inúmeros lagos de proporções diminutas.

Northfleet *et al.* (1969), Vieira (1973) e Tommasi (1973) propuseram modelos de sedimentação semelhantes com base nas litologias sedimentares, nos quais a deposição da

Formação Rio do Rasto teria ocorrido em ambiente marinho raso dominado por marés e amplamente influenciado por rios. Bigarella (1973) encontrou na porção superior do Membro Morro Pelado, associada aos depósitos supostamente fluviais de Tommasi (1973), as primeiras evidências de litologias eólicas, representadas por depósitos de dunas.

Schneider *et al.* (1974), baseados principalmente em evidências paleontológicas e na marcante variação lateral de fácies, destacando a presença de gretas de contração nos níveis pelíticos, associaram o Membro Serrinha a um ambiente transicional de planície costeira e de praias, próximas a desembocaduras de rios meandantes. A hipótese de Schneider *et al.* (1974), mostrou-se coerente com as assinaturas sedimentares e faciológicas encontradas em boa parte das ocorrências conhecidas da Formação Rio do Rasto na Bacia do Paraná.

O trabalho realizado por Gama Jr. (1979) objetivou compor um panorama regional integrado da Formação Rio do Rasto nos estados do Paraná e de Santa Catarina, e resultou em interpretações substancialmente diferentes das propostas anteriormente. A partir de colunas estratigráficas e perfis realizados na Serra do Espigão, o autor propôs um modelo alternativo em que a Formação Rio do Rasto teria sido depositada em um ambiente deltaico destrutivo, dominado principalmente por marés. Gama Jr (1979) sugeriu que a Formação Serra Alta corresponderia a depósitos de plataforma nerítica, a Formação Teresina representaria depósitos de prodelta, o Membro Serrinha estaria associado à frente deltaica, enquanto o Membro Morro Pelado teria sido gerado na planície deltaica. Tal interpretação, segundo Lavina (1991), embora embasada em dados confiáveis, não foi amplamente adotada em trabalhos posteriores. Por este motivo, a hipótese formulada anteriormente por Schneider *et al.* (1974) persistiu como modelo mais utilizado.

Trabalhos do início da década de 80, como o de Petri & Fulfaro (1983), pautaram-se na revisão da estratigrafia do Grupo Passa Dois, e de certa maneira continuaram a validar (com poucas modificações) o modelo de ambiente costeiro transicional, influenciado por rios, de Schneider *et al.* (1974).

Castro & Medeiros (1980) realizaram trabalhos na região centro-sul de Santa Catarina e atribuíram novamente uma origem lacustre aos sedimentos pelíticos da Formação Rio do Rasto, interpretando os corpos lenticulares de arenito intercalados na sucessão, como lobos de suspensão formados por pequenos deltas desenvolvidos em lagos

de pouca profundidade. Este tipo de análise contribuiria *a posteriori* para a elaboração do modelo postulado por Lavina (1991).

Riccomini *et al.* (1984) descreveram as características sedimentares da Formação Rio do Rasto na Serra do Cadeado (PR) e discutiram o caráter transicional dos contatos inferiores e superiores, respectivamente, com as formações Teresina e Pirambóia.

Evidências da continentalização progressiva da Bacia do Paraná na passagem Permiano-Triássico levaram Aborraga & Lopes (1986) a interpretar o Membro Serrinha como uma unidade depositada em ambiente marinho transicional, e o Membro Morro Pelado como representativo de deposição em ambiente continental predominantemente flúvio-deltaico.

Rohn (1988), em sua dissertação de mestrado, que versava principalmente sobre a bioestratigrafia e aspectos paleontológicos da Formação Rio do Rasto, identificou fácies que evidenciavam deposição influenciada por ondas em ambiente lacustre, bem como depósitos de dunas eólicas e gretas de contração nas porções superiores da unidade. A partir dessas evidências constatou que alguns depósitos da Formação Rio do Rasto seguramente haviam sofrido exposição subaérea e que a deposição da unidade, progressivamente, ia se continentalizando em direção ao topo.

Lavina (1991), em sua tese de doutorado, realizou uma análise integradora entre a estratigrafia, sedimentologia, paleontologia e evolução tectônica e paleogeográfica do Grupo Passa Dois. Nos capítulos em que trata da evolução do “Mar Interior Passa Dois” e do sistema lacustre do Rio do Rasto, o referido autor utilizou a metodologia da análise de fácies para propor a sistematização dos processos deposicionais, como pode ser visto na tabela III.01.

Fácies	Processo sedimentar e ambiente deposicional
Pelitos com acamamento ondulado e lenticular	Tempestitos distais em regiões de costa afora.
Arenitos com estratificação cruzada <i>hummocky</i>	Tempestades retrabalhando sedimentos em regiões de costa afora.
Arenitos com <i>scalloped cross-bedding</i>	Correntes de retorno das ondas de tempestade depositando sedimentos em condições de fluxo variável.
Pelitos com fenda de ressecamento	Planícies de lama em regiões próximas às bordas da bacia e sujeitas a exposição subaérea devido a pequenas oscilações locais do nível d'água.
Pelitos avermelhados	Deposição de partículas finas por suspensão em águas rasas e calmas. A presença de gretas de contração indica ambiente com constante exposição subaérea. Fósseis de origem continental e anfíbios de águas de salinidade moderada a baixa sugerem influência de rios em lagos e

	sistemas de baías interdistributários.
Arenitos tabulares	Correntes de turbidez em prodeltas desenvolvidos em lagos e rompimento e progradação de diques marginais em baías interdistributárias.
Arenitos lenticulares	Barras de desembocadura de canais distributários e canais de <i>crevasse</i> .
Arenitos com estratificação cruzada de pequeno e médio porte	Formados por fluxos unidirecionais em canais, migração de canais ou progradação de barras fluviais. Os de menor porte são associados a canais de <i>crevasse</i> .
Arenitos bimodais com estratificação cruzada acanalada de grande porte	Sistema eólico - migração de dunas, ocasionalmente com fácies de interdunas representadas por arenitos e pelitos com laminação plano-paralela.

Tabela III.01 - Principais fácies sedimentares associadas a seus respectivos processos geradores e sistemas deposicionais, segundo concepção de Lavina (1991).

Dessa maneira, embasado na extensa discussão dos processos sedimentares envolvidos, Lavina (1991) conclui que a Formação Rio do Rasto teria se depositado em condições de franca continentalização, inicialmente a partir de lagos de grandes dimensões, relativamente rasos e com baixa salinidade, ocasionalmente atingidos por tempestades de inverno. A intercalação de fácies de tempestade com níveis contendo estruturas diagnosticadas como gretas de contração, levaram o autor a propor um modelo pouco usual de planícies de baixo gradiente nas margens dos lagos onde se intercalavam períodos de inundação e exposição subaérea.

Fenômenos de ordem tectônica seriam responsáveis pela segmentação dos corpos d'água maiores em diversos lagos de tamanho diminuto, influenciados diretamente por rios. Nestes corpos aquosos de batimetria reduzida (possivelmente com poucos metros de profundidade), desenvolver-se-iam sistemas de deltas lacustres caracterizados por fácies formadas em canais distributários, desembocadura e baías interdistributários. Associado a este contexto, arenitos eólicos evidenciariam a presença de dunas progradando por sobre os depósitos flúvio-deltaicos pertencentes à mesma paleogeografia.

Rohn (1994), dando continuidade à pesquisa iniciada em sua dissertação de mestrado e de posse de uma importante quantidade de novos dados paleontológicos, contribuiu de maneira substancial para a compreensão das condições climáticas, paleoambientais e de deposição dos sedimentos da Formação Rio do Rasto. A partir da descrição de características paleoecológicas e tafonômicas dos fósseis, tendo como parâmetro a distribuição de fácies e sistemas deposicionais, Rohn (1994) definiu os

principais horizontes bioestratigráficos e oito diferentes tafofácies. Esta nova gama de dados possibilitou a autora conceber um modelo em que a sedimentação da Formação Rio do Rasto teria tido início no Permiano Superior (Tatariano) e possivelmente se encerrado no início do período Triássico (Scythiano).

A análise faciológica das sucessões estudadas pela autora possibilitou uma melhor compreensão dos sistemas deposicionais da Formação Rio do Rasto, bem como aspectos paleoambientais e paleoecológicos, no entanto, o modelo sedimentar de Rohn (1994) pouco modificou o anteriormente proposto por Lavina (1991). Para Rohn (1994), o Membro Serrinha poderia ser interpretado como depositado em ambiente lacustre raso com constante aporte de areias fluviais ocasionalmente retrabalhadas por ondas de tempestade. Evidências baseadas na análise dos espécimes de conchostráceos, em mudanças significativas da fauna e na diminuição na quantidade de fácies carbonáticas, indicaram a progressiva dulcificação da água, acompanhada pela umidificação das condições climáticas.

Ainda segundo Rhon (1994), o Membro Morro Pelado apresentaria, por sua vez, uma sucessão de fácies que evidenciaria constantes progradações de barras de desembocaduras de canais fluviais em corpos lacustres relativamente pequenos e lateralmente cercados por planícies de inundação. Fácies eólicas presentes em sua maior parte no topo da formação, foram interpretadas como resultado de processos de migração de campos de dunas em um estágio avançado de aridez, coincidindo com o início da deposição do sistema flúvio-eólico Pirambóia. A idéia de sedimentação concomitante entre as duas formações já havia, no entanto, sido constatada por autores como Rideg (1980), Riccomini *et al.* (1988) e Lavina (1991) e mais recentemente por Fernandes & Coimbra (1994) em estudo realizado no estado do Paraná.

Um dos estudos mais recentes realizados na Formação Rio do Rasto, foi o de Nowatzki *et al.* (2000) na região de São Leopoldo (RS). Nesse trabalho o autor apresenta detalhada análise de fácies e novos dados de paleocorrentes, indicando que áreas elevadas encontravam-se a sudeste e os ventos soprariam de oeste, fazendo com que as dunas eólicas migrassem para leste. Apesar da abordagem sistemática aplicada a uma área distinta das anteriormente estudadas, as conclusões de Nowatzki *et al.* (2000) acerca dos sistemas deposicionais, não se diferenciam substancialmente daquelas propostas por Lavina (1991).

III.2 - Litoestratigrafia

A Formação Rio do Rasto está estratigraficamente localizada na porção superior do Grupo Passa Dois e se encontra limitada pelas formações Teresina, na base, e Pirambóia, no topo (Fig. II.01). A unidade pode formalmente ser dividida em dois membros (Gordon Jr., 1947), Serrinha (basal) e Morro Pelado (superior). Dentro dos critérios definidos pelo Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica (Petri *et. al.*, 1982), a subdivisão da Formação Rio do Rasto é coerente, já que cumpre com a obrigatoriedade do membro “constituir-se em uma entidade que apresenta características próprias, que permitam distingui-lo das partes adjacentes da formação”.

Em linhas gerais, tanto o Membro Serrinha quanto o Membro Morro Pelado caracterizam-se por serem unidades espessas onde se intercalam camadas de arenitos tabulares e lenticulares e depósitos de finos depositados por suspensão. Diferenças quanto à espessura e geometria dos corpos de areia e principalmente a mudança de coloração dos siltitos cinzas do Membro Serrinha para os siltitos roxos e avermelhados do Membro Morro Pelado, permitem distinguir claramente as duas unidades.

III.2.1 - Membro Serrinha

Na sua porção inferior, o Membro Serrinha é caracterizado por intercalações de arenitos finos com camadas de siltitos e apresenta contato transicional com a Formação Teresina, predominantemente pelítica. A passagem entre as duas formações se dá pelo aparecimento gradual de arenitos intercalados com siltitos laminados, acinzentados, em um evidente padrão de espessamento das camadas tabulares para o topo. A partir desta constatação, preferiu-se optar por um critério litoestratigráfico simples, ou seja, a primeira ocorrência de camadas de arenitos tabulares de espessura métrica ou superior, representaria o limite formal entre as formações Teresina e Rio do Rasto.

O Membro Serrinha nas áreas estudadas apresenta espessuras médias inferiores a 90 metros, atingindo prováveis 130 metros na região de Lages.

Em linhas gerais, o Membro Serrinha em todas as seções estudadas caracteriza-se por ser uma unidade de caráter agradacional a progradacional, onde a quantidade de arenitos tende a aumentar sutilmente em direção ao topo. Camadas de arenitos com laminação cruzada por migração de marcas onduladas, laminação cruzada *hummocky* e *swalley*, intercalam-se a depósitos de siltitos, argilitos e níveis heterolíticos. Camadas lenticulares que, em escala de afloramento, apresentam estratificação cruzada tabular e acanalada de pequeno e médio porte, ocorrem associadas à seqüência como um todo. São comuns níveis intensamente bioturbados, fósseis de plantas higrófilas da flora *glossopteris* e depósitos centimétricos, irregulares, compostos por dentes e escamas de peixes.

Níveis apresentando estruturas semelhantes a gretas de contração milimétricas a centimétricas intercalam-se na seqüência como um todo, ora recobrando arenitos com laminação *hummocky*, ora capeando arenitos com laminação cruzada por corrente. A associação desses possíveis níveis gretados com fácies heterolíticas levou diferentes autores (Northfleet *et al.*, 1969, Vieira, 1973, Tommasi, 1973, Gama Jr., 1979) durante muitos anos a considerar que a deposição do Membro Serrinha teria se dado sob condições plataformais dominadas ou influenciadas por marés.

A partir de adequações efetuadas nos modelos de Castro & Medeiros (1980) e Gama Jr. (1979), uma nova linha de interpretação surgiu em trabalhos de doutoramentos de Lavina (1991) e Rohn (1994). Nestas teses, em abordagens diferenciadas, os referidos autores associaram o Membro Serrinha a um contexto marinho raso e restrito (sem aberturas oceânicas) dominado por ondas e ocasionalmente atingido por tempestades. Importantes evidências da ausência de marés são elegantemente discutidas em parâmetros paleontológicos, sedimentológicos e paleogeográficos em ambos os trabalhos.

No decorrer desta dissertação, como será explicitado adiante, a interpretação de alguns processos e sistemas deposicionais se assemelhará às dadas por Lavina (1991) e Rohn (1994), sempre tendo em vista que a falta de um modelo análogo moderno perfeitamente adequado, tem dificultado em parte, propostas sedimentológicas e interpretações paleogeográficas mais precisas.

III.2.2 - Membro Morro Pelado

O Membro Morro Pelado encontra-se em contato transicional com o Membro Serrinha e pode ser diferenciado deste devido à mudança de características marcantes, a saber: mudança na coloração dos siltitos e arenitos esverdeados e acinzentados para siltitos e arenitos creme amarelados e roxo-avermelhados; predominância de corpos arenosos tabulares métricos no Membro Serrinha em detrimento de corpos métricos lenticulares e sigmoidais; e presença de camadas de arenitos atingindo espessuras superiores a dez metros, exclusivas do Membro Morro Pelado.

O Membro Morro Pelado apresenta espessura variável, oscilando entre 80 metros e 150 metros na Serra do Espigão.

Em linhas gerais, o Membro Morro pelado caracteriza-se por uma seqüência onde ocorrem em abundância corpos de arenitos finos tabulares, lenticulares ou lobados, lateralmente interdigitados com depósitos tabulares de siltitos e argilitos avermelhados de espessuras variáveis. Em muitas seções estudadas, os corpos lenticularizados apresentam estruturas de sobrecarga na base quando em contato com siltitos, ou ocorrem amalgamados, o que pode conferir aparência tabular ao conjunto. Estruturas de escape de fluidos são comuns e normalmente obliteram as estruturas sedimentares preexistentes, conferindo aparência maciça. Camadas decimétricas a métricas de arenitos tabulares podem constituir-se como continuação lateral dos corpos lenticularizados e ocorrem com frequência também intercaladas aos siltitos avermelhados. Nesses níveis é muito comum a presença de fósseis de plantas higrófilas e estruturas semelhantes a gretas de contração, que indicariam a constante exposição dos sedimentos a condições subaéreas em regiões próximas a paleocosta.

Depósitos de canais distributários ocorrem nas porções superiores da unidade e são caracterizados por corpos de geometria lenticular e base erosiva, apresentando internamente elementos definidos como barras de acreção lateral e barras frontais. Intercalados a estes, ocorrem depósitos de dunas eólicas e lençóis de areia, evidenciando uma marcante transição para os depósitos predominantemente eólicos da Formação Pirambóia.

III.3 - Distribuição geográfica e espessuras

A Formação Rio do Rasto está distribuída em uma faixa de afloramentos longitudinais nos estados do Paraná, Santa Catarina e parte do Rio Grande do Sul (Fig. I.01), em que estão representados boa parte das exposições de rochas permianas Grupo Passa Dois. Destaca-se na faixa de afloramentos, ótimas exposições verticais como a da Serra do Cadeado (PR), Serra do Rio do Rasto (SC), Serra do Espigão (SC) e Serra de Rio do Sul (SC). Estas regiões estão inseridas dentro do domínio geomorfológico das escarpas do sul do Brasil e são constituídas por espessos pacotes de rochas sedimentares da Bacia do Paraná, sustentadas, no topo, por rochas basálticas mesozóicas pertencentes à Formação Serra Geral. A erosão preferencial deste pacote de rochas a partir de lineamentos estruturais gerou grandes desníveis topográficos caracterizados por feições escarpadas ao longo da borda sul-oriental da Bacia do Paraná.

A Formação Rio do Rasto apresenta espessuras variáveis de acordo com sua posição geográfica na Bacia do Paraná, menores nas regiões marginais e progressivamente maiores em direção ao interior (Fig. III.01). Alguns dados de sondagens de subsuperfície realizados pela PETROBRAS e PAULIPETRO evidenciam espessuras superiores a 400 metros em algumas regiões [poço 2-CS-1-PR (Paraná), espessura de 413 metros; poço 2-AO-1-RS (Rio Grande do Sul), espessura de 564 metros; e poço 1-GO-1-SC (Santa Catarina), espessura de 576 metros; Hachiro, comunicação verbal, 2004]. Perfis levantados nas serras do Cadeado e Rio do Rasto atribuem espessuras de aproximadamente 350 a 400 metros e 165 metros, respectivamente.

A seção colunar levantada ao longo de uma estrada periférica e subparalela à rodovia SC-438 pode ser considerada análoga a um bom trecho da Coluna White de 1908, aflorando desde a Formação Serra Alta até, aproximadamente, a metade inferior do Membro Morro Pelado, em um intervalo de 200-250 metros de espessura. A Formação Rio do Rasto, nesta seção, apresenta espessura aflorante mínima de 90 metros, sendo que a porção encoberta representaria valores superiores a este. Os dados de espessura citados por autores que trabalharam nessa mesma faixa aflorante, como Schneider *et al.* (1974) e Cazzulo-Klepzig (1978) são semelhantes aos assinalados neste trabalho, e oscilam no intervalo entre 160 e 200 metros.

Figura III.01- Mapa de isópacas da Formação Rio do Rasto. A área em azul representa os limites aproximados da Bacia do Paraná (modificado de Lavina, 1991).

A seção levantada na Serra de Rio do Sul apresenta espessura semelhante à observada na Serra do Rio do Rasto (espessura mínima de 90 metros), sendo que boa parte da porção média e superior encontrava-se encoberta ou erodida. Na seção levantada na Serra do Espigão (BR-116) ocorre a predominância de fácies características do Membro Morro Pelado em uma coluna estratigráfica quase contínua de cerca de 150 metros.

A área do Domo de Lages encontra-se na região centro-sul da unidade geomorfológica denominada Planalto Catarinense caracterizada por colinas suaves, platôs e *cuestas* desenvolvidas sobre espessos derrames de rochas predominantemente básicas, e secundariamente intermediárias, pertencentes à Formação Serra Geral. Na região, a exposição de rochas do Grupo Itararé, Grupo Guatá (formações Rio Bonito e Palermo), Grupo Passa Dois (formações Irati, Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto) e do Grupo São Bento (formações Pirambóia, Botucatu e Serra Geral) está diretamente relacionada ao alçamento de uma estrutura dômica associada à colocação de rochas alcalinas datadas do Triássico Superior-Paleógeno. Tal evento seria caracterizado pela intrusão de corpos ígneos, predominantemente subvulcânicos, em rochas encaixantes da Bacia do Paraná. Os esforços associados a esse evento teriam sido responsáveis pelo soerguimento das unidades sedimentares, gerando assim uma estrutura de configuração convexa do tipo braqui-anticlinal. A erosão da porção de maior inflexão do domo permitiu a exposição das rochas em uma zona de afloramentos circular, em cujo centro estão localizados os principais corpos intrusivos. As camadas da Formação Rio do Rasto seguem esse padrão circular e afloram nas cercanias da cidade de Lages, estendendo-se ao centro-norte e centro-oeste da carta geológica 1:100.000. Nas proximidades dos corpos intrusivos, as camadas sedimentares podem apresentar mergulhos superiores a 15°.

Na região dômica, o basculamento das camadas, associado a falhamentos de rejeitos significativos, tem dificultado a definição exata da espessura da Formação Rio do Rasto. Um único furo, realizado pela PETROBRAS nas cercanias da cidade de Lages, inicia-se nas camadas de topo da unidade (Membro Morro Pelado) e atravessa 188 metros até atingir os siltitos da Formação Teresina (Fig. III.02).

Levando em consideração a espessura mínima acima citada, os perfis geológicos levantados e a análise bibliográfica, foi possível notar que os dados relativos à espessura da Formação Rio do Rasto apresentam uma oscilação marcante entre mínimos de 150 metros e

Figura III.02 - Furo de sondagem realizado nas cercanias de Lages. A Formação Rio do Rasto não encontra-se representada na íntegra, pois a perfuração iniciou-se já no terço inferior do Membro Morro Pelado.

máximos de 550 metros. Para a área estudada, as seções colunares confeccionadas e os levantamentos estratigráficos realizados, indicam uma espessura média da ordem de 180 a 250 metros.

III.4 - Relações de contato

O entendimento das relações de contato entre as unidades da Bacia do Paraná permanece atualmente como importante foco de estudo. Parte desse interesse pode ser atribuída à existência de diversas lacunas no conhecimento dos fatores paleogeográficos, tectônicos e sedimentares que controlaram o preenchimento da bacia.

Trabalhos atuais como o de Sloss (1996), calcados na intrínseca relação entre tectônica, variações eustáticas globais e evolução de seqüências deposicionais, propõem que bacias do tipo sinéclise, como a Bacia do Paraná, apresentariam grande extensão em área, pouca profundidade e registro sedimentar aproximado de apenas 10% de toda a sua história evolutiva. Em outras palavras, em cerca de 90% do “tempo de vida”, as bacias desse tipo estariam sujeitas a processos de soerguimento e conseqüentemente erosão e\ou grandes períodos de não deposição. Adicionalmente, o caráter sedimentar episódico (com algumas exceções, a exemplo de sistemas deposicionais que preservam registro do dia-a-dia da sedimentação) contribui para o aumento das lacunas temporais na sucessão sedimentar. Este fato é explicitado por Della Fávera (1984) na afirmação de que “... a maior parte do tempo geológico envolvido num determinado empilhamento sedimentar corresponderia a períodos de não deposição”. Seguindo esta linha de raciocínio, quantificar o tempo representado em discordâncias de caráter regional, seria condição *sine qua non* para compreender satisfatoriamente a duração temporal envolvida na deposição de uma seqüência deposicional e das unidades a esta pertencente.

A descrição e a interpretação dos contatos inferior e superior da Formação Rio do Rasto sempre foi importante ponto de discussão. Descrições de perfis de poços e afloramentos, realizadas em diferentes localidades geográficas da Bacia do Paraná, eram com freqüência discrepantes, e as interpretações conseqüentemente não eram norteadas por um raciocínio que privilegiasse uma concepção integrada da evolução sedimentar, paleogeográfica e tectônica. Esse tipo de viés foi - e ainda é - praxe em muitos estudos que

se prestam ao entendimento dos padrões arquiteturais envolvidos no preenchimento da Bacia do Paraná.

O contato inferior da Formação Rio do Rasto com a Formação Teresina, na maioria dos trabalhos consultados (Vieira 1973, Rideg 1980, Riccomini 1984, entre outros) é descrito como concordante e gradacional, não havendo evidências concretas de que haja uma discordância que envolva importante hiato temporal. Há um certo consenso, nesse sentido, quanto à natureza transicional do contato inferior da Formação Rio do Rasto.

Lavina (1991), entretanto, esclarece que este contato, apesar de transicional em alguns locais dos estados de Santa Catarina e Paraná, no Estado do Rio Grande do Sul apresenta passagem abrupta entre as duas formações. Tal idéia seria reforçada por dados provenientes de diversos poços da CPRM (Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais) nos quais a passagem Teresina – Rio do Rasto representa um *marker* (“estouro do raio gama”) significativo. Segundo o autor, esta peculiaridade seria marcada por uma superfície regional onde ocorreria truncamento de refletores sísmicos, possivelmente devido à mudança substancial na faciologia dos depósitos. Para Lavina (1991), a mudança abrupta de conteúdo fossilífero, evidenciada pela quase extinção do gênero *Pinzonella*, seguida pelo aparecimento de uma fauna dulciaquícola (incluindo os labirintodontes) característica do Membro Serrinha, seria outra evidência favorável ao contato discordante entre as formações Teresina e Rio do Rasto. No entanto, o autor ressalta que é perfeitamente possível que porções centrais da bacia tenham sofrido um processo de subsidência mais acentuado que as regiões marginais, propiciando assim uma sedimentação contínua nessas áreas. Esse fato poderia explicar satisfatoriamente o contato transicional entre as formações Teresina e Rio do Rasto, como o observado nas serras do Rio do Rasto (SC) e do Cadeado (PR).

Em todos os afloramentos e perfis estudados nesta dissertação, foi constatada a presença de contato transicional entre as formações Teresina e Rio do Rasto. A intercalação de arenitos em camadas tabulares contínuas lateralmente, em um padrão de espessamento ascendente (inicialmente de espessura centimétrica, passando a métrica), seria a associação de fácies típica do contato entre as unidades.

O contato superior da Formação Rio do Rasto compreende, na escala temporal, a passagem entre o Permiano superior e o Triássico inferior. Este limite é marcado por importante subsidência flexural (Milani, 1998) e pelo encerramento do último grande ciclo regressivo da Bacia do Paraná. A sucessão sedimentar neste contexto é caracterizada pela predominância de depósitos progradacionais de caráter continental em condições climáticas progressivamente mais áridas (Rohn, 1994). O aparecimento de fácies eólicas no topo da Formação Rio do Rasto, culminando com os depósitos da Formação Pirambóia, seriam as evidências mais importantes desta tendência. Entretanto, durante muito tempo não eram plenamente conhecidas as relações de contato que evidenciariam uma possível coexistência lateral entre os sistemas deposicionais das formações Rio do Rasto e Pirambóia.

Almeida (1980), baseado mudança brusca de litotipos e na presença de um regolito fóssil, interpretou a passagem entre as formações Rio do Rasto e Pirambóia, como discordante e erosiva. Segundo este autor, o pronunciado processo de soerguimento epirogenético Permiano da Bacia do Paraná, teria encerrado o processo de sedimentação da Formação Rio do Rasto, iniciando um proeminente ciclo erosivo regional.

Rideg (1980), baseado nas observações realizadas por Vieira (1973), interpretou o contato como transicional e concordante, e sugeriu que os sedimentos deltaicos e lacustres do topo da Formação Rio do Rasto teriam sido depositados concomitantemente com o avanço do sistema fluvio-eólico da Formação Pirambóia. Entretanto, nesse mesmo trabalho, o autor descreve a existência de discordâncias locais no contato entre as duas unidades, deixando claro que, existiriam regiões onde seguramente houve interrupção na sedimentação (erosão ou não deposição).

Posteriormente, Riccomini *et al.* (1984), teceram algumas considerações sobre a estratigrafia da Serra do Cadeado (PR) e discutiram o caráter do contato entre as formações Rio do Rasto e Pirambóia. Segundo os autores, nas proximidades do contato concordante e gradacional, ocorreria uma “ruptura no relevo” supostamente marcada pelo aparecimento de camadas de siltitos arenosos e avermelhados, intercalados com arenitos com estratificação cruzada acanalada. Coimbra & Riccomini (1984), ressaltaram que nas regiões centrais da bacia, devido ao processo de subsidência contínua, espera-se-ia encontrar contatos gradacionais entre as duas formações, mas que discordâncias locais seriam esperadas principalmente em áreas marginais com soerguimento expressivo.

Lavina (1991), afirmou ter encontrado claras evidências de que a passagem entre as formações Rio do Rasto e Pirambóia seria de caráter transicional e que, necessariamente, os arenitos eólicos da Formação Pirambóia “constituíram-se em uma variação lateral e vertical do sistema lacustre Rio do Rasto”. Trabalhos posteriores, acrescidos de novos dados de campo, como o de Fernandes & Coimbra (1993) endossaram essa idéia, admitindo sedimentação contínua entre as duas unidades.

Rohn (1994), afirmou ter encontrado no estado do Paraná evidências confiáveis da existência do contato transicional superior da Formação Rio do Rasto. Este seria representativo do avanço dos campos de dunas do “sistema deposicional Pirambóia” por sobre os depósitos deltaicos, lacustres e fluviais do Membro Morro Pelado.

Para Matos (1995), a existência de uma camada de brechas basais (Camada Poragaba) no contato entre as formações Rio do Rasto, Teresina e Corumbataí com a Formação Pirambóia no Estado de São Paulo, seria uma evidência confiável que a sedimentação entre tais unidades não apresentaria hiato temporal importante. Segundo André Sawakuchi (comunicação verbal, 2004), existem afloramentos nas proximidades de Rio Claro onde é possível observar estruturas de sobrecarga no contato entre as formações Corumbataí e Pirambóia, o que definitivamente excluiria a hipótese de discordância significativa entre as duas unidades.

Caetano-Chang (1997), apesar de concordar que em regiões ao sul da Bacia do Paraná ocorram contatos gradacionais (Riccomini *et al.*, 1984; Lavina, 1991; Rohn, 1994; Matos, 1995; Zeffass, 2003, entre outros), ressaltou que em boa parte da região nordeste, a maioria dos contatos da Formação Pirambóia com as formações Rio do Rasto, Teresina e Corumbataí são de caráter erosivo, constituindo uma discordância com considerável hiato temporal. A existência de registro não interrompido a sul, estaria diretamente vinculada a taxas de subsidência maiores nas regiões mais interiores da bacia, onde supostamente, a sedimentação teria se iniciado mais precocemente e ocorrido de maneira contínua.

Warren (2002), ao mapear a seção aflorante dos grupos Passa Dois e São Bento na região de Lages (SC), descreveu a passagem entre as formações Rio do Rasto e Pirambóia como concordante e transicional na maioria dos pontos de contato mapeados.

Frente a isso, atualmente observa-se que a hipótese da sedimentação concomitante entre a porção superior da Formação Rio do Rasto e a Formação Pirambóia, localmente

constituindo um mesmo contexto paleogeográfico, tem sido amplamente aceita no meio científico. Do ponto de vista litoestratigráfico (*sensu strictu*), o Membro Morro Pelado encerrar-se-ia com o último aparecimento das camadas métricas de siltito laminado vermelho, intercalados à fácies eólicas já pertencentes à Formação Pirambóia (Lavina, 1991; Warren, 2002). No entanto é fundamental ressaltar que em um âmbito local, as observações expostas por Coimbra & Riccomini (1984) e Caetano-Chang (1997), quanto à existência de discordâncias no contato entre as duas unidades, são perfeitamente cabíveis e devem ser consideradas. Bem como o exposto por Lavina (1991) para a interpretação do contato inferior da Formação Rio do Rasto.

III.5 - Idades

A Formação Rio do Rasto apresenta considerável conteúdo fossilífero, tanto em variedade de espécies, quanto em abundância de espécimes. Podem ser citados, entre os tipos mais comuns, as diferentes assembléias de bivalves e conchostráceos, ostracodes, tetrápodes, peixes, vegetais e inúmeras ocorrências de vestígios de atividade orgânica (icnofósseis). Essa grande variedade no registro fossilífero de certa maneira contribuiu para que se desenvolvessem diversos trabalhos focados na descrição desses espécimes fósseis, atrelados às caracterizações paleoambientais e às tentativas em estabelecer uma real posição cronoestratigráfica da unidade.

Dentre os trabalhos de descrições taxonômicas, destacam-se as publicações de Reed (1929, 1935), que apresentaram descrições de bivalves e conchostráceos Permianos. A partir da classificação de espécimes vegetais encontrados nos estratos basais da Formação Rio do Rasto, Dolianiti (1945), atribuiu idade triássica ao intervalo estudado. Mendes (1952) e Maack (1947), atribuíram idade permiana para a sedimentação de todo o Grupo Passa Dois. A posteriori, Daemon & Quadros (1970), calcados em estudos palinológicos até então inéditos, de certa forma confirmaram os resultados apresentados por Mendes (1952). Barberena e Daemon (1974), atribuíram idade neopermiana (Tatariano) para a fauna de répteis e anfíbios presente na Serra do Cadeado (PR). Na mesma linha de pesquisa, Barberena *et al.* (1985), ao estudarem fragmentos de ossos do réptil *Pareiasaurus americanus*, contidos em estratos da Formação Rio do Rasto na região de Aceguá (RS),

concluíram que seria possível estabelecer correlação deste nível com a biozona tatariana “*Daptocephalus*” da Bacia do Karoo (África do Sul).

Apenas em 1991, Daemon & Marques-Toigo propuseram idade tatariana a eotriássica para a palinozona L3, anteriormente definida por Daemon & Quadros (1970). Esta faixa corresponderia ao topo do Grupo Passa Dois e compreenderia as formações Teresina e o Membro Serrinha. Para Rohn & Lavina (1993), existiriam grandes empecilhos para se estabelecerem correlações litoestratigráficas, bioestratigráficas e cronoestratigráficas na porção superior do Grupo Passa Dois, principalmente devido à inexistência de camadas contendo fósseis-guias adequados, insuficiências de dados de subsuperfície e escassez de seções verticais contínuas. Segundo Rohn & Lavina (1993), devido às assembléias de flora e fauna sabidamente permianas, além de evidências regionais de preenchimento da Bacia do Paraná, não haveria como atribuir uma idade eotriássica ao topo do Grupo Passa Dois, uma vez que este intervalo não ultrapassaria os limites do Permiano.

Rohn (1994), em sua tese de doutoramento, além de questões diretamente relacionadas à estratigrafia da Formação Rio do Rasto, apresentou um pormenorizado levantamento paleontológico no qual propôs o posicionamento dos espécimes fósseis descritos em horizontes cronoestratigráficos definidos. A partir do estudo de espécies de bivalves, anfíbios e répteis e da megaflora permiana, a autora estabeleceu que a deposição dos sedimentos da Formação Rio do Rasto, teria realmente se iniciado no Permiano superior (Tatariano) e possivelmente se encerrado no Triássico inferior (Scythiano). As evidências de sedimentação contínua entre as formações Rio do Rasto e Pirambóia seriam segundo Rohn (1994), uma evidência a mais para a idade parcialmente triássica da unidade.

Cunha e França (1993), focados na definição de taxas de sedimentação, propuseram outro viés de abordagem ao problema cronoestratigráfico do topo do Grupo Passa Dois. Ao estudarem as taxas de sedimentação das formações Teresina e Rio do Rasto, os autores supracitados, concluíram que ambas as unidades apresentariam taxas de sedimentação (150 a 500 m/Ma) muito maiores que as calculadas para as unidades sotopostas (60 m/Ma para as formações Serra Alta e Teresina). Segundo os autores, valores tão expressivos quanto 100 m/Ma seriam típicos de bacias sedimentares de tipo *rift*, “não sendo admissíveis na Bacia do Paraná, no período de tempo proposto”. Baseados em datações relativas, Cunha e

França (1993) posicionaram a Formação Corumbataí no intervalo entre o Triássico Inferior (Scythiano) e o Triássico Superior (Carniano), concluindo que tal idade se adequaria melhor a um modelo de preenchimento com taxas de sedimentação aceitáveis (40 a 50 m/Ma). Dessa maneira, as formações Teresina e Rio do Rasto teriam iniciado sua sedimentação no Permiano e encerrado no Triássico Superior, compondo assim uma sequência de idade permotriássica.

Atualmente, vem sendo aceito que o contato inferior da Formação Rio do Rasto é gradacional, compondo uma sucessão de sedimentação contínua com a Formação Teresina. O contato superior com a Formação Pirambóia é o que guarda mais incertezas, devido ao fato de existirem ainda muitas dúvidas quanto à real posição cronoestratigráfica desta unidade. Para Caetano-Chang (1997), a correlação lateral entre os sistemas deposicionais das formações Rio do Rasto e Pirambóia parece ser pouco provável para a porção NE da Bacia do Paraná. No entanto, a autora concorda que, localmente, a porção inferior da Formação Pirambóia poderia ser cronocorrelata à parte superior do Membro Morro Pelado. Aceita-se hoje que o contato entre estas unidades seja de fato transicional, o que nesses casos, segundo a Lei de Walter, reforça a idéia de uma sedimentação contemporânea entre as duas unidades. Predominantemente composta por depósitos eólicos, a Formação Pirambóia apresenta conteúdo fossilífero escasso e pouco diversificado (Caetano-Chang, 1997), o que dificulta substancialmente a datação da unidade. Entre os fósseis encontrados, todos sem valor cronoestratigráfico, destacam-se fragmentos de *Lycopodiopsis derbyi*, conchostráceos e ostracodes (Souza *et al.*, 1971) e icnofósseis, como pegadas de vertebrados e marcas de perfurações de larvas de inseto (Caetano-Chang, 1997).

Para Lavina (1991), no Rio Grande do Sul, seria possível estabelecer certa correlação entre Formação Pirambóia e os sedimentos permianos (Scythianos) da Formação Sanga do Cabral. Caetano-Chang (1997) concorda com a associação litoestratigráfica entre estas duas unidades, no entanto considera que na porção sul a sedimentação seria mais antiga (Tatariano-Scythiano) que na borda nordeste da bacia. Zerk *et al.* (2003), possivelmente baseado no fato de que no estado do Rio Grande do Sul as formações Rio do Rasto e Pirambóia apresentam contato transicional, posicionou-as na zona “*Pareiasaurus*” (Tatariano). Todavia, não são explicitadas no referido trabalho as razões para tanto.

Atualmente, muitos trabalhos de cunho palinológico, têm sido realizados em unidades permotriássica de diferentes bacias sedimentares do globo. Em muitos casos têm-se encontrado evidências marcantes da crise ecológica do Permotriássico, responsável pela rápida e sincrônica extinção de 90% das espécies marinhas, 90% das espécies de gimnospermas (Visser *et al.*, 1996) e 70% dos vertebrados terrestres (Twitchett *et al.*, 2001; Steiner, *et al.*, 2003). O registro neste intervalo é notadamente marcado pelo desaparecimento abrupto da maioria dos palinomorfos de gimnospermas, ao passo que há um considerável aumento no registro de fragmentos vegetais e esporos de fungos (Visser *et al.*, 1996). A evidência da presença de saprófitas neste nível é interpretada como resultado da mortandade em massa de vegetais e animais, seguida pela colonização de organismos decompositores de matéria orgânica (Steiner *et al.*, 2003; Eshet *et al.*, 1995).

Segundo Steiner (2003), o período da transição permotriássica seria representado pelo “pico fúngico”, e evidenciaria um intervalo de aproximadamente 40.000 anos entre o desaparecimento dos répteis típicos do Permiano (zona *Pareiasaurus* e *Dicynodon*) e o final da extinção das gimnospermas. No início do período Triássico, com a reestruturação de alguns ambientes e a recolonização de espécies de plantas terrestres, ocorreria no registro a reinserção de palinomorfos de gimnospermas em detrimento dos esporos de fungos, que praticamente desapareceriam.

Na faixa de tempo que compreende a passagem permotriássica, possivelmente as bacias do Karoo e Paraná encontravam-se em parte interligadas. Deste fato advém que, deve existir alguma contemporaneidade entre os sedimentos das porções superiores do Grupo Passa Dois e do Grupo Beaufort. De fato, evidências de níveis contendo registro do “pico fúngico” ocorrem em sedimentos do Grupo Beaufort (África do Sul), e estão associadas a rochas depositadas em contexto fluvio-lacustrino, estratigraficamente localizadas poucos metros acima da zona *Pareiasaurus*. Na formação Rio do Rasto este nível encontra-se definido, e está localizado nos estratos superiores do Membro Morro Pelado. Pressupondo, neste período de tempo, uma certa conexão entre as bacia do Paraná e Karoo, seria esperado que acima da zona *Pareiasaurus* estariam também registradas as evidências da maior extinção em massa do planeta, atestada pelo pico fúngico. Neste sentido, a identificação deste marco seria a evidência conclusiva da idade Triássica das camadas mais superiores do Grupo Passa Dois, incluindo aí os estratos de topo da

Formação Rio do Rasto e basais da Formação Pirambóia. Esta idéia, no entanto, já foi aviltada por alguns autores e explicitada nos trabalhos de Riccomini *et al.* (1984), Lavina (1991), Fernandes & Coimbra (1994), Rohn (1994), Milani & Ramos (1998), Milani (2001), Strugale *et al.* (2003) entre outros.

Baseado nos sólidos argumentos apresentados por esses autores, na possibilidade real da existência de marcos permotriássicos (“pico fúngico”), e guardadas as considerações quanto às taxas de sedimentação e relações de contato entre o topo do Membro Morro Pelado e base da Formação Pirambóia, prefere-se nesta dissertação aceitar a idéia de que, apesar de majoritariamente tatariana, a Formação Rio do Rasto exceda os limites do Permiano, encerrando-se no período Triássico (Scythiano).

III.6 - Descrição das fácies sedimentares

A análise de fácies sedimentares basicamente seguiu a metodologia proposta por Walker (1992) e Miall (1990; 2000). A obtenção dos dados de campo objetivou uma criteriosa descrição de parâmetros como composição mineralógica, granulação da rocha, estruturas sedimentares primárias e conteúdo fossilífero. A partir desses dados as fácies foram individualizadas e em sua maioria representadas por uma ou duas letras, sendo a primeira maiúscula representativa do litotipo e a segunda minúscula indicativa da estrutura sedimentar presente. Para cada fácies foram inferidos os processos físicos inerentes à sua formação, tendo como principais parâmetros especulativos o tipo de transporte dos grãos e o fluxo sob o qual foram geradas as formas de leito. A associação de fácies (e processos), o reconhecimento e interpretação de elementos arquiteturais e superfícies delimitantes foram os elementos integradores que possibilitaram a determinação dos sistemas deposicionais.

Fácies Alc – Arenitos muito finos a finos com laminação cruzada gerada por correntes

A fácies **Alc** (Fig. III.03) ocorre principalmente nas sucessões de topo do Membro Morro Pelado, normalmente intercaladas com camadas de siltitos laminados (fácies **Sl**) e arenitos maciços ou com laminação plano-paralela (fácies **Am** e **Al**). São camadas tabulares decimétricas a métricas com continuidade lateral em escala de afloramento, com laminação

cruzada apresentando variação granulométrica nas frações areia muito fina e fina, boa seleção, grão subarredondados e subesféricos. As séries de laminação cruzada apresentam espessura contínua e, lateralmente, a mesma direção de mergulho dos *foresets*; localmente é possível observar cavalgamento de formas gerando *climbing ripples*. Em planta, as marcas onduladas caracterizam-se por apresentarem assimetria considerável. As camadas de arenito apresentam coloração cinza e amarela clara e gradam para um produto de coloração creme-esbranquiçada quando alteradas.

A fácies **Alc** é interpretada como depósito de suspensão/tração em regime de fluxo inferior gerado pela migração de marcas onduladas na direção das correntes trativas de fundo.

Fácies Am – Arenitos finos a muito finos maciços

A fácies de arenitos maciços (Fig. III.04) é de comum ocorrência em toda a Formação Rio do Rasto. As camadas centimétricas a métricas de arenitos maciços apresentam considerável continuidade lateral e tem coloração cinza ou amarela clara (creme esbranquiçada quando alteradas), granululação oscilando na faixa da areia muito fina até fina, boa seleção e grãos subarredondados e esféricos.

Camadas de rocha, em especial arenitos, podem apresentar estrutura maciça devido a processos sin e pós-deposicionais, de maneira que a análise de sua gênese tem que ser feita de maneira criteriosa.

Em se tratando de processos atuante a posteriori da deposição, a estruturação “maciça” pode ser atribuída ao impacto de ondas de choque provocadas por abalos sísmicos em pacotes sedimentares inconsolidados e fluidificados, proporcionando a perda das estruturas sedimentares preexistentes. A existência de feições relacionadas à atividade sísmica durante a sedimentação permo-triássica, tais como feições de escorregamento, dobras de arrasto e diques clásticos tem sido descritas em diversos trabalhos (Soares, 1992; Fenandes & Coimbra, 1994; Rostirolla *et al*, 2000 e Strugale *et al*, 2003). Em algumas sucessões estudadas, a fácies **Am** encontra-se associada a camadas sub e sobrejacentes deformadas, onde níveis convolucionados, feições de escorregamentos e dobramentos afetando as demais camadas estão presentes. Dessa maneira, é possível que para alguns

A

Figura III.03 - Fácies **Alc** (Arenito muito finos a finos com laminação cruzada gerada por correntes) .
Ponto 46.

A - Detalhe de um corte em perfil da fácies **Alc** mostrando a superposição de *foresets* sem no entanto ocorrer cavalgamento.

B

B -Visão em planta de marcas onduladas assimétricas retilíneas apresentando bifurcação. Depósitos de lobos de rompimento de diques marginais do topo do Membro Morro Pelado.

Figura III.04 - Detalhe da fácies **Am** (arenitos maciços) sobrepostos a fácies **Hw** (estruturas heterolíticas do tipo *wavy*). **Ponto 18.**

exemplos, o processo gerador das fácies de arenitos maciços, possa estar relacionado à atividade sísmica contemporânea à sedimentação.

Outra possibilidade para a geração da estruturação maciça considerando a existência de processos pós-deposicionais, poderia estar relacionada a sobrecarga sedimentar. Processos de sobrecarga em areias inconsolidadas e saturadas em água fazem com que o material perca sua coesão interna e comporte-se como um líquido viscoso, gerando comumente processos de escape de fluidos. Estes são responsáveis pela deformação ou obliteração de estruturas sedimentares preexistentes, gerando feições características como vulcões de escape d'água, pilares arenosos e estruturas em pires (*dishes*). Nos exemplos estudados da Formação Rio do Rasto, especialmente na Serra do Espigão e no município de Lages, estas estruturas foram encontradas em abundância e, comumente, estavam associadas a depósitos de desembocadura e lobos de rompimento de diques marginais.

Em depósitos de marés, a ocorrência de pares compostos de arenitos-argilitos (*tidal bundles*) e fácies heterolíticas, associadas à fácies de arenitos maciços pode ser forte indicativo de depósitos de leques de sobrelavagem (*washover*), formados pelo rompimento de ilhas barreiras. Entretanto, no nível estratigráfico estudado, a associação de fácies sedimentares não corroborou esta hipótese.

Aparentemente, processos sedimentares envolvendo correntes de turbidez, ou seja, fluxos gravitacionais subaquosos turbulentos, podem gerar fácies com aspecto maciço. Estes corpos normalmente encontram-se associados a arenitos com laminação plano-paralela e arenitos com *climbing ripples*. Em depósitos marinhos ou mesmo lacustres submetidos a constante ação de ondas de tempestade também são comuns níveis de arenitos maciços associados a processos de fluxo granular.

Em se tratando de depósitos na fração areia, é natural supor que tenha ocorrido deposição por tração ou rolamento e saltação, envolvendo a migração de formas de leito e necessariamente a produção de estruturas sedimentares. No entanto, quando a fração se encontra na faixa granulométrica entre areia muito fina a fina, as estruturas sedimentares são, por vezes, de difícil observação. Esta “ilusão”, causada pela ausência de contraste de tamanho entre os grãos, pode conferir aparência maciça a depósitos estruturados

internamente. No contexto estudado, a maioria das ocorrências da fácies **Am**, parece estar relacionada a este fenômeno e aos processos de liquefação e escape de fluidos.

Fácies Aob – Arenitos finos com estruturas obliteradas devido à bioturbação

Esta fácies é formada por arenitos finos bem selecionados e de coloração acinzentada ou creme-amarelada. Em afloramento, ocorrem como corpos tabulares decimétricos contínuos lateralmente, aparentemente maciços ou apresentando evidências de laminação convolucionada (Fig. III.05). A evidência de bioturbação se expressa na presença de tubos simples, sem bifurcação e preenchidos por material de granulometria semelhante à da rocha. De maneira análoga à fácies **Sb** (siltito com estruturas obliteradas devido a bioturbação), as escavações não apresentam nenhuma orientação preferencial, ocorrendo na forma de tubos delgados (aproximadamente de 1-2 mm) dispersos na rocha. Os exemplares apresentam afinidade taxonômica com o icnogênero *Arenicolites* Salter, 1857.

Fácies Al – Arenitos finos a muito finos com laminação plano-paralela

A fácies de arenitos com laminação plano-paralela (Fig. III.06) é caracterizada por camadas decimétricas a métricas tabulares e com continuidade lateral. A granulação dos arenitos varia da fração muito fina até fina, são bem selecionados, sub arredondados e sub esféricos. As camadas apresentam coloração cinza ou amarela clara gradando para a cor creme ou branca quando a rocha encontra-se alterada.

A fácies **Al** é interpretada como gerada por processos de tração associados a correntes de fundo em regime de fluxo inferior desenvolvido em leito plano.

Fácies Aq – Arenitos finos com laminação quase-planar

A fácies **Aq** é composta por arenitos finos, bem selecionados, com coloração verde, cinza ou creme-amarelada; normalmente ocorre em camadas decimétricas a métricas tabulares ou lenticulares. A laminação quase-planar caracteriza-se pela disposição de

Figura III.05 - Fácies Aob (arenitos finos com estruturas obliteradas devido bioturbação), base do Membro Serrinha. Tubos verticais e inclinados sem bifurcação, dispersos randomicamente na matriz, a seta em vermelho indica a terminação em “U” da escavação. Icnogênero *Arenicolites*. **Serra do Rio do Sul.**

Figura III.06 - Fácies Al (Arenitos com laminação plano paralela). Notar o típico padrão de alteração subconchoidal e pastilhado, comum nestas rochas. **Serra do Espigão.**

laminae com inclinação próxima a horizontal apresentando localmente truncamentos de baixo ângulo.

A fácies **Aq** (Fig. III.07) é interpretada como gerada por processos de tração associados a correntes de regime de fluxo inferior em leito de baixo gradiente.

Fácies Ali – Arenitos finos com laminação plano-paralela incipiente

Esta fácies corresponde a corpos decimétricos a métricos que ocorrem em todos os níveis estratigráficos da Formação Rio do Rasto. Apesar de poder ser interpretada processualmente de maneira análoga aos arenitos finos com laminação plano-paralela (fácies **Al**), a laminação incipiente presente nesta fácies, pode ser representativa de processos particulares. Outro motivo para a individualização desta unidade é a sua presença em associações faciológicas distintas.

A fácies **Ali** é composta por arenitos finos cinza-esverdeados ou avermelhados, bem selecionados, dispostos em corpos contínuos lateralmente, tabulares e lenticulares, que chegam a atingir espessuras da ordem de 3-4 metros

Como já foi explicitado, a fácies **Ali** pode ser interpretada como depósito originado a partir de processos de tração, provocados por correntes de fundo em regime de fluxo inferior. A sutileza da laminação pode estar associada ao processo de fluidificação e conseqüente obliteração parcial da estrutura previamente existente. A ausência de diferença no tamanho dos grãos também pode mascarar feições da rocha, conferindo uma falsa aparência maciça ou dificultando a observação de estruturas sedimentares.

Fácies Act – Arenito muito fino a fino com estratificação cruzada tabular de pequeno porte

A fácies **Act** (Fig. III.08) ocorre somente nas porções superiores do Membro Morro Pelado. É caracterizada por arenitos muito finos a finos, bem selecionados, com coloração creme-amarelada. Ocorrem em camadas decimétricas a métricas com geometria próxima a tabular; as séries apresentam estratificação cruzada tabular de pequeno porte sem truncamento evidente.

Figura III.07 - Fácies **Aq** (arenitos com laminação quase-planar). Notar o truncamento de baixo ângulo entre as séries de laminações. **Serra do Rio do Sul**.

A

B

Figura III.08 - **A** - Fácies **Act** (arenitos muito finos com estratificação cruzada tabular de pequeno porte). Observar as séries de cruzadas tabulares apresentando contato basal erosivo com o siltito laminado. **B** - Modelo deposicional da fácies **Act** (modificado de Harms *et al.*, 1975). Depósitos de canais distributários retilíneos no topo do Membro Morro Pelado. **Ponto 47**.