UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

FACIES E AMBIENTES DE SEDIMENTAÇÃO DA FORMAÇÃO
RIO DO SUL (PERMIANO), BACIA DO PARANÁ, NA
REGIÃO DE RIO DO SUL, ESTADO DE SANTA CATARINA.

José Roberto Canuto

Orientador: Prof. Dr. Antonio Carlos Rocha Campos

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO JULGADORA

	nome	ass.
Presidente:	Dr. A.C.Rocha-Campos
Examinadores:	Dr. P.R.dos Santos
	Dr. A.Uhlein
	Dr. A.Thomas Filho
	Dr. P.C.Soares

SÃO PAULO
1993

**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

DEDALUS - Acervo - IGC

30900004715

**FACIES E AMBIENTES DE SEDIMENTAÇÃO DA FORMAÇÃO
RIO DO SUL (PERMIANO), BACIA DO PARANÁ, NA
REGIÃO DE RIO DO SUL, ESTADO DE SANTA CATARINA.**

José Roberto Canuto

Orientador: Prof. Dr. Antonio Carlos Rocha Campos

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar

**SÃO PAULO
1993**

ÍNDICE

	Pág.
RESUMO	xlv
ABSTRACT	xvi
AGRADECIMENTOS	xviii
CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO	1
CAPÍTULO 2 - OBJETIVOS	7
2.1. Iniciais	7
2.2. Novas questões surgidas	8
CAPÍTULO 3 - ÁREA DO ESTUDO	10
CAPÍTULO 4 - METODOLOGIA	12
4.1. Trabalhos de campo	12
4.2. Trabalhos de escritório	13
CAPÍTULO 5 - TRABALHOS PRÉVIOS	14
CAPÍTULO 6 - A "DEPRESSÃO" DE RIO DO SUL: ELEMENTOS PARA A SUA CARACTERIZAÇÃO	27
CAPÍTULO 7 - FACIES SEDIMENTARES	33
7.1. Introdução	33
7.2. Descrição	33
7.2.1. Conglomerado	33
1. <i>Conglomerado desorganizado</i>	37
2. <i>Conglomerado inversa a normalmente gradacional</i>	37
3. <i>Conglomerado normalmente gradacional</i>	37
7.2.2. Arenito	37
1. <i>Arenito maciço, tabular ou acanalado com clastos dispersos</i>	37
2. <i>Arenito com estratificação gradacional</i>	39
3. <i>Arenito caótico ("mélange")</i>	46

4. Arenito fino, de estratificação horizontal e cruzada planar a tangencial	46
7.2.3. Folhelho	49
1. Folhelho negro, laminado ou "maciço"	49
2. Folhelho negro, laminado ou "maciço", com clastos dispersos	49
3. Folhelho negro, intercalado com arenito gradacional	49
4. Folhelho negro, intercalado com arenito gradacional, com clastos dispersos	52
7.2.4. Arenito muito fino/folhelho siltico: Interlaminado	52
1. Interlaminado inferior	52
2. Interlaminado intermediário	54
3. Interlaminado superior	54
7.2.5. Diamictito	58
1. Diamictito maciço, compactado	58
2. Diamictito estratificado	63
3. Diamictito maciço, tabular ou acanalado	68
7.2.6. Ritmito	68
Ritmito regular de silte e argila, de estratificação horizontal	68
7.3. Interpretação	79
7.3.1. Conglomerado	79
1. Conglomerado desorganizado	79
2. Conglomerado inversa a normalmente gradacional	79
3. Conglomerado normalmente gradacional	81
7.3.2. Arenito	82
1. Arenito maciço, tabular ou acanalado, com clastos dispersos	82
2. Arenito com estratificação gradacional	85
3. Arenito caótico ("mélange")	86
4. Arenito fino, de estratificação horizontal e cruzada planar a tangencial	87
7.3.3. Folhelho	87
1. Folhelho negro, laminado ou "maciço"	87
2. Folhelho negro, laminado ou "maciço", com clastos dispersos	88
3. Folhelho negro, intercalado com arenito gradacional	89
4. Folhelho negro, intercalado com arenito gradacional, com clastos dispersos	89
7.3.4. Arenito muito fino/folhelho siltico: Interlaminado	89
1. Interlaminado inferior	89
2. Interlaminado intermediário	90
3. Interlaminado superior	91

7.3.5. Diamictito	93
1. <i>Diamictito maciço, compactado</i>	93
2. <i>Diamictito estratificado</i>	100
3. <i>Diamictito maciço, tabular ou acanalado</i>	102
7.3.6. Ritmito	105
<i>Ritmito regular de silte e argila, de estratificação horizontal</i>	105
CAPÍTULO 8 - MODELO DEPOSICIONAL E PALEOGEOGRAFIA	108
8.1. Introdução	108
8.2. Modelo deposicional proposto	110
CAPÍTULO 9 - SISTEMAS DEPOSICIONAIS	122
9.1. Introdução	122
9.2. Trato de Sistemas Depositionais Glaciais	122
9.2.1. Sistema Depositional Subglacial	122
9.2.2. Sistema Depositional Glácio-Marinho Proximal	123
9.3. Trato de Sistemas Depositionais Marinhos Profundos	124
9.3.1. Sistema Depositional Marinho Profundo	124
9.3.2. Sistema Depositional de Leques Submarinos	124
9.4. Trato de Sistemas Depositionais Marinhos Rasos (Transicional)	125
9.4.1. Sistema Depositional Marinho Raso	125
CAPÍTULO 10 - CONCLUSÕES	127
CAPÍTULO 11 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	129
CAPÍTULO 12 - ANEXOS	143

ÍNDICE DE FIGURAS

	Pág.
Fig. 1: Coluna estratigráfica do Grupo Tubarão (Neopaleozóico), no centro-leste de Santa Catarina, sul do Paraná e norte de Santa Catarina (SCHNEIDER et al., 1974; CANUTO, 1985).	2
Fig. 2: Isópacas do Subgrupo Itararé + Grupo Aquidauana. O retângulo delimita a área estudada (modificado de NORTHFLEET, et al., 1969).	3
Fig. 3: Porcentagem de areia no Subgrupo Itararé + Grupo Aquidauana. O retângulo delimita a área estudada (modificado de NORTHFLEET et al., 1969).	4
Fig. 4: Porcentagem de folhelho no Subgrupo Itararé + Grupo Aquidauana. O retângulo delimita a área estudada (modificado de NORTHFLEET et al., 1969).	5
Fig. 5: Localização da área estudada.	11
Fig. 6: Isópacas do intervalo superior do Subgrupo Itararé ("Formação" Itararé, MEDEIROS & THOMAZ FILHO, 1973).	15
Fig. 7: Isópacas do Subgrupo Itararé (Intervalo H, DAEMON & QUADROS, 1970; SANTOS, 1987); o retângulo delimita a área do presente estudo.	17
Fig. 8: Arcabouço estratigráfico da Formação Rio do Sul e Membro Triunfo (Formação Rio Bonito). (CASTRO, 1980a.)	19
Fig. 9: Arcabouço estratigráfico da Formação Rio do Sul, e Membro Triunfo (Formação Rio Bonito), para a região centro-leste de Santa Catarina (CASTRO, 1988).	20
Fig. 10: Evolução dos modelos estratigráficos da Formação Rio do Sul, na área da "depressão" de Rio do Sul.	26
Fig. 11: Isópacas da Formação Rio do Sul, na área da "depressão" de Rio do Sul (em parte adaptado de MEDEIROS et al., 1971 e MACHADO, 1989).	28

Fig. 12: Geologia da região centro-leste de Santa Catarina (CASTRO, 1980a, modificado).	30
Fig. 13: Subsidência, versus tempo de deposição das sequências sedimentares fanerozóicas da Bacia do Paraná (modificado de SOARES et al., 1978).	32
Fig. 14: Curvas de subsidência total e "backstripped" do Paleozóico da Bacia do Paraná (ZALÁN et al., 1991).	32
Fig. 15: Seção estratigráfica longitudinal (A-B) da Formação Rio do Sul, na "depressão" de Rio do Sul.	34
Fig. 16: Seção estratigráfica transversal (C-D) da Formação Rio do Sul, na "depressão" de Rio do Sul.	35
Fig. 17: Facies sedimentares da Formação Rio do Sul.	36
Fig. 18: Conglomerado desorganizado (C1) (Barragem Norte, Barra do Dollmann, Perfil 20).	38
Fig. 19: Conglomerados inversa a normalmente gradacional (C2) , e normalmente gradacional (C3) . (Barragem Norte, Barra do Dollmann, Perfil 20.)	38
Fig. 20: Arenito maciço, tabular, com clastos dispersos (proximidades de José Boiteux, em direção a Dalbérgia, Perfil 20).	40
Fig. 21: Arenito maciço, acanalado, com clastos dispersos (afloramento próximo a Dona Ema, rumo a Presidente Getúlio, Perfil 9).	40
Fig. 22: Arenito maciço, tabular. Notar estratificação ou laminação horizontal irregular, interrompida ou formando dobras estiradas (seta) , por vezes recumbentes, com clastos dispersos (CD) (Barragem Norte, Barra do Dollmann, Perfil 20).	41
Fig. 23: Arenito maciço, tabular, com clastos dispersos. Notar estratificação cruzada tangencial deformada (seta) (Barragem Norte, Barra do Dollmann, Perfil 20).	41

- Fig. 24:** Arenito maciço, tabular, com clastos dispersos. Notar estruturas de escape de água ("pillars"), por exemplo acima da cabeça do martelo, e estrutura difusa (parte inferior esquerda da figura), a partir de onde propagam-se os canais (Barragem Norte, Barra do Dollmann, Perfil 20). 42
- Fig. 25:** Pormenor da Fig. 24, mostrando um dos sistemas de canais (acima da cabeça do martelo na Fig. 24). 42
- Fig. 26:** Arenito maciço, acanalado. Notar estruturas tipo "prato", pouco côncavo (afloramento da BR-470, entre Rio do Sul e Agronômica, Perfil 11). 43
- Fig. 27:** Arenito maciço, tabular, com clastos dispersos. Observar estruturas "em almofada" (**seta**) na base das camadas, e internamente (cerca de 10 km a leste de Lontras rumo a Presidente Nereu, Perfil 12). 43
- Fig. 28:** Arenito maciço, tabular, com nódulos de arenito fino e clastos dispersos imersos em siltito escuro (mesmo afloramento da Fig. 27, Perfil 12). 44
- Fig. 29:** Arenito maciço, tabular, mostrando internamente lâminas deformadas de arenito fino esbranquiçado, em meio a siltito escuro, com clastos dispersos (mesmo local das Figs. 27 e 28, Perfil 12). 44
- Fig. 30:** Arenito com estratificação gradacional, em camadas tabulares de até 3 m de espessura (cerca de 8 km de Rio do Sul, rumo a Ituporanga, Perfil 3). 45
- Fig. 31:** Arenito caótico, truncando obliquamente o ritmo regular (BR- 470, próximo a Trombudo Central, Perfil 11). 47
- Fig. 32:** Pormenor do arenito caótico. Observar mistura de fragmentos e/ou partes de camadas rompidas, dobradas e sobredobradas, de arenito com zonas conglomeráticas (mesmo local da Fig. 31, Perfil 11). 47
- Fig. 33:** Arenito de estratificação horizontal e cruzada planar a tangencial (próximo à ponte sobre o Rio Trombudo, Trombudo Central, Perfil 11). 48
- Fig. 34:** Mesmo arenito da Fig. 33, mostrando estratificação cruzada tangencial e laminação ondulada cavalgante (proximidades de Laurentino, Perfil 1). 48

Fig. 35: Folhelho negro, laminado ou "maciço" (proximidades de Vidal Ramos, Perfil 15).	50
Fig. 36: Folhelho negro, laminado ou "maciço", com clastos dispersos (afloramento próximo a Barra do Dollmann, Perfil 20).	50
Fig. 37: Folhelho negro intercalado com arenito gradacional (setas) (afloramento próximo a Rio d'Oeste, Perfil 1).	51
Fig. 38: Folhelho negro intercalado com arenito gradacional, de aspecto rítmico (próximo a Vidal Ramos, Perfil 15).	51
Fig. 39: Folhelho negro intercalado com arenito gradacional, com clastos dispersos (seta); ocorrem alguns horizontes contendo dobras de escorregamento recumbentes, como na altura do martelo (saída de Presidente Getúlio em direção a Dona Ema, Perfil 9).	53
Fig. 40: Pormenor da facies interlaminado inferior, mostrando laminação horizontal com tendência gradacional (G) e estrutura tipo inchamento (I) e adelgaçamento (A) ("swell and pinch") (Entre Braço do Trombudo e Trombudo Central, Perfil 11.)	53
Fig. 41: Facies interlaminado inferior; junto ao martelo (linhas tracejadas) ocorre estrutura tipo "hummocky" (mesma localidade da Fig. 39, Perfil 11).	55
Fig. 42: Facies interlaminado intermediário, com laminação horizontal, aspecto listrado e predominância de acamamento lenticular e ondulado (Pedreira de Rio d'Oeste, Perfil 1).	55
Fig. 43: Facies interlaminado intermediário. Notar laminação horizontal, aspecto listrado, acamamento lenticular e ondulado, e clasto caído (Pedreira de Rio d'Oeste, Perfil 1).	56
Fig. 44: Facies interlaminado superior. Note-se o aspecto cíclico formado pela alternância de siltito e arenito fino, com predominância deste último; laminação cruzada, laminação ondulada, estruturas de retrabalhamento por ondas, e fendas de sinérese (Pedreira Canoa Quebrada, Perfil 1).	56

- Fig. 45:** Facies interlaminado superior com fendas de sinérese (Pedreira Canoa Quebrada, Perfil 1). 57
- Fig. 46:** Facies interlaminado superior. Notar estruturas de truncamento por ondas, e fendas de sinérese (Pedreira Canoa Quebrada, Perfil 1). 57
- Fig. 47:** Facies diamictito maciço, compactado (**D1**). Observar pseudo-estratificação ondulada, irregular, caneluras na base, na altura da mão direita do observador. O diamictito é sobreposto por folhelho laminado ou "maciço" com clastos dispersos (**F2**) (proximidades de Rodeio, Perfil 10). 59
- Fig. 48:** Facies diamictito maciço, compactado. Notar pseudo-estratificação e estruturas glácio-tectônicas afetando o embasamento, (+), abaixo do contato (próximo a Dalbérgia, Perfil 9). 59
- Fig. 49:** Superfície estriada de embasamento granítico, recoberta por diamictito maciço, compactado (canto superior direito, **D1**). (Próximo a Dalbérgia, Perfil 9.) 60
- Fig. 50:** Diabásio (nível da estrada) intrusivo (**Di**) em metaconglomerado do Grupo Itajaí (**M**), recoberto por diamictito maciço, compactado (**D1**), diamictito estratificado (**D2**) e folhelho laminado ou "maciço", com clastos dispersos (**F2**). (Próximo à Praça Stoltenberg, entre Vidal Ramos e Presidente Nereu, Perfil 16.) 60
- Fig. 51:** Facies diamictito maciço, compactado (**D1**). Notar foliação fina, subparalela, com aspecto laminado, junto ao embasamento (**E**) estriado (proximidades de Vidal Ramos, Perfil 7). 61
- Fig. 52:** Facies diamictito maciço, compactado (**D1**). Notar falhas inversas subparalelas (**FS**) e oblíquas (**FO**) à superfície do substrato (**S**), caneluras (**C**) e estrias (**E**) à altura da mão esquerda do observador (próximo a Ascurra, Perfil 10). 61
- Fig. 53:** Orientação preferencial (**seta**) de clastos na parte superior do diamictito maciço, superior do diamictito maciço, compactado, a cerca de 1 m do contato com o embasamento (próximo a Dalbérgia, Perfil 9). 62

- Fig. 54:** Facies diamictito maciço compactado (**D1**). Notar clastos em posição imbricada (**CI**), junto ao contato com o embasamento (+). Observa-se também a foliação do diamictito encurvada para cima (**linhas tracejadas**), acompanhando a posição dos clastos (proximidades de Ascurra, Perfil 10). 62
- Fig. 55:** Superfície finamente estriada do embasamento cristalino. Notar, nos cantos superior direito e inferior esquerdo, fraturas em crescente (**setas**). (próximo a Dalbérgia, Perfil 20.) 63
- Fig. 56:** Embasamento cristalino estriado, cortado por dique básico. Notar também fraturas em crescente (**seta**). (Próximo a Alfredo Wagner, Perfil 17.) 63
- Fig. 57:** Vale preenchido por sedimento, recoberto por diamictito maciço, compactado (**D1**). O conjunto é sobreposto por ritmito regular (**R1**). A seta mostra possível sulco (**no retângulo**) causado por arrasto de iceberg (próximo a Ascurra, Perfil 10). 65
- Fig. 58:** Pormenor da **Fig. 57**. Notar maior angulosidade exibida pelos clastos inclusos no sedimento que preenche o pequeno vale (Perfil 10). 65
- Fig. 59:** Facies diamictito estratificado (vista geral). No canto inferior esquerdo, observa-se o embasamento (**E**) cristalino alterado, com veios de quartzo, encimado por diamictito maciço, compactado (**D1**). A seta aponta para superfície alisada e finamente estriada. O conjunto é sobreposto por diamictito estratificado (**D2**). O contato entre o diamictito maciço, compactado, e o diamictito estratificado não é observável (próximo a Boiteuxburgo, Perfil 14). 66
- Fig. 60:** Pormenor do Diamictito estratificado. Notar laminação mal definida e orientação de clastos, acompanhando os limites dos estratos. O conjunto assenta-se sobre diamictito maciço, compactado (mesmo afloramento da **Fig. 59**, Perfil 14). 66
- Fig. 61:** Facies diamictito maciço, compactado (**D1**), assentado sobre embasamento cristalino estriado (**E**). Sobre põe-se a esta facies diamictito estratificado (**D2**) e folhelho laminado ou "maciço", com clastos dispersos (**F2**) (próximo a Alfredo Wagner, Perfil 17). 67

- Fig. 62:** Diamictito estratificado deformado por escorregamento, apresentando dobras recumbentes, alongadas, decamétricas (próximo a Vidal Ramos, Perfil 7). 67
- Fig. 63:** Facies diamictito maciço acanalado. Notar lobos superpostos e amalgamados (Barragem Norte, Barra do Dollmann, Perfil 20). 69
- Fig. 64:** Facies diamictito maciço tabular. Observar camadas de espessura decimétrica, com orientação preferencial de clastos paralelamente ao acamamento (próximo a Vidal Ramos, Perfil 7). 69
- Fig. 65:** Diamictito maciço acanalado sobre arenito liquefeito (**A1**). Observar clastos emergentes em superfícies de lobos (**círculos**); alinhamento preferencial dos clastos no diamictito, paralelo aos limites dos lobos (**setas e círculos**) (Barragem Norte, Barra do Dollmann, Perfil 20). 70
- Fig. 66:** Clastos emergentes na superfície de plano de acamamento de diamictito tabular decimétrico (próximo a Vidal Ramos, Perfil 7). 70
- Fig. 67:** Vista geral de afloramento de ritmito regular (Pedreira Itaú, próximo a Trombudo Central, Perfil 11). 71
- Fig. 68:** Matação caído. Notar corrugações no ritmito em torno do clasto (**setas**). (Pedreira da Central Sul de Mineração Ltda, próximo a Trombudo Central, Perfil 11.) 71
- Fig. 69:** Sulco (**S**) de arrasto de iceberg sobre ritmito regular (Pedreira da Central Sul de Mineração Ltda, próximo a Trombudo Central, Perfil 11). 73
- Fig. 70:** Corte transversal de sulco de arrasto de iceberg. Observar forma de fundo plano, pequenas falhas reversas e dobras falhadas que mergulham para fora ou em direção ao centro das estruturas (Pedreira da Central Sul de Mineração Ltda, próximo a Trombudo Central, Perfil 11). (SANTOS, et al., 1992.) 73
- Fig. 71:** Passagem transicional do ritmito regular (**R1**) para folhelho laminado ou "maciço" (**F1**) (Vila Teodoro, próximo a Trombudo Central, Perfil 11). 74
- Fig. 72:** Dobras intraformacionais (recumbentes e isoclinais) no ritmito regular (BR-470, entre Trombudo Central e Agrônômica, Perfil 11). 75

- Fig. 73:** Utilização do ritmo regular na construção de muros e de residências. Notar marcas onduladas nas paredes da casa (próximo a Trombudo Central, Perfil 11). 76
- Fig. 74:** Ritmo regular (**R1**) (a partir da base do martelo) sobre diamictito maciço, compactado (**D1**) (próximo a Ascurra, Perfil 10). 77
- Fig. 75:** Siltito intercalado com arenito fino, de aspecto rítmico. Notar a presença de lentes de arenito fino acima, abaixo e à direita do facão (**pontilhado**) (próximo a Ascurra, Perfil 10). 78
- Fig. 76:** Siltito intercalado com arenito fino. Notar ondulações métricas (**linhas tracejadas**) (mesmo afloramento da **Fig. 75**, Perfil 10). 78
- Fig. 77:** Modelo de leque submarino (WALKER, 1978). **D-B** = facies conglomerado desorganizado. 80
- Fig. 78:** O processo de alojamento: a) diferenciação entre zona de detritos em tração sobre o substrato e em suspensão acima dos primeiros na zona basal de transporte do gelo; b) alojamento grão a grão sobre substratos rígido (I) ou mole (II); c) alojamento de massas ricas em detritos (BOULTON, 1982). 94
- Fig. 79:** Interação entre partículas em till de alojamento; a) clasto saliente na sola da geleira, colide com outros, incluídos no till basal; o till é consolidado pelo clasto, à montante do qual uma cavidade tende a se desenvolver; b) uma cavidade se abre à montante do clasto no till, após a colisão com clasto no gelo basal. Tais interações podem ser transmitidas através de grande parte do till; c) colisão de clastos ao longo de plano de cisalhamento, provocando o desenvolvimento de estrutura de dilatação ("dilation"); d) sob grande sobrecarga, a colisão de clastos leva ao fraturamento dos mesmos (BOULTON et al., 1974). 96
- Fig. 80:** Mecanismos de acumulação de detritos no assoalho de cavidades subglaciais; a) perfis de cavidades naturais; b) fluxo denso ("slurry") de sedimentos preenchendo a cavidade, a partir da interface gelo/substrato; c) detritos caindo do teto de uma cavidade; d) expulsão de blocos pelo excesso de pressão sobre os mesmos; e) separação de gelo limpo e de gelo rico em detritos, devido a reologias distintas, e ao encurvamento de camadas de gelo causado por descolamento da base da geleira; f) deposição fluvial (BOULTON, 1982). 98

Fig. 81: Paleocorrentes da Formação Rio do Sul. Seta = paleodeclives; hastes = estrias glaciais; RS = Rio do Sul; I = Ituporanga; TC = Trombudo Central.	109
Fig. 82: Paleogeografia glacial: fase de avanço.	112
Fig. 83: Paleogeografia glacial: fase de recuo, envolvendo a desagregação do gelo ("calving") e a ocorrência de fluxos gravitacionais de massa.	113
Fig. 84: Características do "surge". A: aumento de velocidade da "Variegated Glacier", Alasca, em 1983 (KAMB et al., 1985); B: variações no perfil longitudinal da geleira em Finsterwalderbreen, West Spitsbergen (LIESTOL, 1969); C: posições da frente glacial na região de Brasvellbreen, Svalbard, entre 1936 e 1978 (DREWRY & LIESTOL, 1985).	114
Fig. 85: Modelo composto dos vários processos operantes no ambiente glácio-estuarino (DREWRY, 1987).	117
Fig. 86: Modelo ambiental da "depressão" de Rio do Sul, após o recuo glacial (comparar com a Fig. 83).	118
Fig. 87: Paleogeografia glacial: reincidência da ação glacial nas margens da "depressão" de Rio do Sul.	121

ÍNDICE DE ANEXOS

	Pag.
Anexo 1: Legenda referente aos anexos 2 a 21.	144
Anexo 2: Perfil 1, Ribeirão Basílio-Canoa Quebrada (Incompleto).	145
Anexo 3: Perfil 2, Aurora-Chapadão Nova Itália (Incompleto).	146
Anexo 4: Perfil 3, Ribeirão Strey-Morro da Batata (Incompleto).	147
Anexo 5: Perfil 4, Poço BN-01, Barra Nova (Fonte: PETROBRÁS).	148
Anexo 6: Perfil 5, Poço PA-01, Petrolândia (Fonte: PETROBRÁS).	149
Anexo 7: Perfil 6, Rio do Sul-Serra das Canoas(Incompleto).	150
Anexo 8: Perfil 7, Stoltenberg-Vidal Ramos.	151
Anexo 9: Perfil 8, Dalbérgia-Mirador.	152
Anexo 10: Perfil 9, Dalbérgia-Dona Ema.	153
Anexo 11: Perfil 10, Ascurra-Fazenda Cristal.	154
Anexo 12: Perfil 11, Salto Pilão-Vila Teodoro(BR-470).	155
Anexo 13: Perfil 12, Lontras-Herval.	156
Anexo 14: Perfil 13, Aurora-Serra Aurora (Incompleto).	157
Anexo 15: Perfil 14, Leoberto Leal-Boiteuxburgo.	158
Anexo 16: Perfil 15, Vidal Ramos-Fazenda Rio Bonito.	159
Anexo 17: Perfil 16, Stoltenberg-Presidente Nereu.	160
Anexo 18: Perfil 17, Alfredo Wagner (MACHADO, 1989).	161
Anexo 19: Perfil 18, Poço PN-15 (CPRM).	162
Anexo 20: Perfil 19, Poço PN-23 (CPRM).	163
Anexo 21: Perfil 20, Dalbérgia-Barra do Dollmann.	164

RESUMO

A "depressão" de Rio do Sul é uma ampla área de deposição relativamente espessa de sedimentos clásticos, predominantemente finos (acima de 400 m) da Formação Rio do Sul, unidade superior do Subgrupo Itararé (Carbonífero superior), mostrada em mapas de isópacas e litofacies, na parte centro-leste de Santa Catarina, Bacia do Paraná, Brasil. A subsidência da área iniciou-se durante o Permiano inferior (Intervalo H; DAEMON & QUADROS, 1970) controlada por sistemas de falhamentos sudeste-noroeste e nordeste-sudoeste, resultando em uma depressão de mais de 200 km de comprimento por mais de 100 km de largura, adjacente à margem leste da Bacia do Paraná. Os altos de Porto União-Canoinhas e uma sela interveniente delimitam a margem noroeste da sub-bacia, que foi circundada em suas margens nordeste, sul e sudoeste por terrenos de relevo moderado, desenvolvidos sobre rochas do Pré-Cambriano e Paleozóico inferior.

Durante o Permiano inferior, um lobo glacial moveu-se para noroeste, ocupando a "depressão", como indicado por estrias e marcas em crescente, sobre rochas do embasamento cristalino, extensivamente depositando camadas finas e descontínuas de tilito de alojamento. Deu-se então um rápido recuo da frente da geleira, controlada por marés, seguido de elevação do nível do mar na Bacia do Paraná (SANTOS, 1987), a qual inundou a borda a partir de noroeste, permitindo a deposição local de diamictito estratificado (fluxos de detritos) e de ritmitos regulares com clastos caídos (varvitos), por sobre o tilito de alojamento ou sobre o assoalho marinho erodido pelo gelo e isostaticamente rebaixado.

Os depósitos glaciais foram cobertos por espessa seção de folhelhos escuros, marinhos de água profunda, com abundantes clastos caídos, que se tornam gradualmente escassos e desaparecem rumo à parte média da sequência. Embora isto possa ser considerado indicativo da existência de uma frente glacial controlada por marés, produzindo grande quantidade de areias, diamictons e lamas em sua linha de aterramento, por correntes de água de degelo, eventuais sedimentos glácio-marinhos proximais que tenham sido depositados foram erodidos. As condições persistentes de facies de águas profundas são associadas com frequentes episódios de fluxo gravitacional de sedimentos, sob a forma de espessos turbiditos e fluxo de diamictitos arenosos, que se moveram das margens da sub-bacia, centripetamente rumo ao centro, formando grandes corpos lobados (leques) que se transformam em turbiditos finos a espessos de franja de leque. Os fluxos de massa podem ter sido disparados principalmente por subsidência contínua, tectonicamente controlada, da sub-bacia, associada a variações do nível do mar.

Um possível reavanço da frente glacial, de curta duração, é evidenciado na parte superior da Formação Rio do Sul, em sua margem sudeste e outros pontos da margem da sub-bacia, pela intercalação, no folhelho negro, de associação de areias escorregadas ou depósitos sigmoides deltáicos, e diamictito arenoso, conglomerados e

clastos caídos dispersos, ou espessa seção de ritmitos regulares (varvitos) erosionalmente truncados por massas de arenitos caóticos, escorregados, conglomerados e diamictito arenoso. Os ritmitos contêm abundantes clastos caídos, pelotas de till, montículos e lentes de detritos despejados de icebergs, ou liberados de icebergs aterrados, às vezes associados a sulcos causados pelos mesmos.

Uma extensa facies de folhelho siltico e arenito fino, com estratificação lenticular, ondulada e flaser, segue-se, transicionalmente, aos folhelhos escuros marinhos, indicando condições de águas rasas, provavelmente sob a ação de marés, recoberta por arenitos deltáicos progradantes da Formação Rio Bonito.

ABSTRACT

The Rio do Sul embayment is an ample area of relatively thick and predominantly fine clastic deposition (over 400 m) of the Rio do Sul Formation, uppermost unit of the Itararé Subgroup (Late Carboniferous-Early Permian), depicted by isopach and lithofacies mapping in central-eastern Santa Catarina State, Paraná Basin, Brazil. Subsidence of the area started in the Early Permian (Palynozone H; DAEMON & QUADROS, 1970), controlled by crisscrossed southeast-northwest and northeast-southwest faults resulting in a more than 200 km long and more than 100 km wide depression adjacent to the eastern margin of the Paraná Basin. The Porto União-Canoinhas highs and an intervening saddle delimitate the northwest margin of the sub-basin. Moderate relief terrains developed on Precambrian-Lower Paleozoic rocks surround the basin on its northeast, south and southwest margins.

In the Early Permian, a grounded glacial lobe of the Western Gondwana Ice Sheet moving towards northwest occupied the depression, as indicated striae and crescentic marks on crystalline basement rocks, extensively depositing thin, discontinuous patches of lodgement tillite. Rapid retreat of a tidewater glacier margin followed a sea level rise in the Paraná Basin (SANTOS, 1987), which flooded the basin from its northwest mouth. This left only local deposits of stratified diamictite (debris flow) and of regular rhythmites with dropstones (varvites) on the lodgement tillite or the glacially abraded and isostatically depressed basin floor.

The glacial deposits were overlain by a thick section of marine deep water, dark shales with abundant dropstones which become gradually scarcer and disappear towards the middle part of the sequence. Although this may be taken as denoting a tidewater ice margin, no proximal glacial-marine sediments have been preserved. The persistent deep water facies deposition is associated with frequent episodes of downslope sediment gravity flow of thick sand turbidites and by slumped and flowed sandy diamictites which moved from the basin margins centripetally towards its center forming large, lobate bodies (fans) fringed by thin to thick turbidites. Triggering of the flows is mostly assigned to continuous tectonic controlled subsidence of the basin associated with minor sea level changes.

A possible short lived readvance of the ice front is recorded in the upper part of the Rio do Sul Formation at the southeast end and other points at the basin margin by dropstones and the intercalation in the dark shales of chaotic associations of slumped or sigmoidal deltaic sandstone, sandy diamictite, conglomerate and dispersed, oversized clasts, or by a thick section of regular rhythmites (varvites) erosionally truncated by chaotic slumped masses of sandstone, conglomerate and sandy diamictite. The rhythmites contain abundant dropstones, till pellets, mound and lenses of debris dumped or released from floating or grounded icebergs sometimes associated with icebergs scours.

A widespread facies of interlaminated silty-shale and fine sandstone with lenticular, wavy and flaser stratification follows transitionally the marine dark shales indicating shallower, probably tidal conditions, below the prograding deltaic sandstones of the overlying Rio Bonito Formation.

. Ao geólogo Luís Cláudio Ribeiro Machado, pelo auxílio na obtenção de referências bibliográficas;

. Às secretárias do Departamento de Paleontologia e Estratigrafia, Sra. Maria Lúcia Belisário Cicconi e Srta. Luzia Sônia Candeo, aos Srs. Dalton Machado da Silva, Edmir de Oliveira, Claudionor Barbosa e Henrique Martins, funcionários da gráfica, ao Sr. Jayme de Souza Marcos, pela grande ajuda prestada através dos serviços fotográficos realizados, à Srta. Karina Roberta Baldin Vancini, pelos trabalhos de impressão da Tese; e às funcionárias da Biblioteca do Instituto, que gentilmente elaboraram a correção do capítulo de Referências Bibliográficas;

Finalmente, desejo registrar minha gratidão especial:

. Aos meus pais, **José** e **Cicília**, pelo apoio e estímulo que sempre me deram;

. Ao meu tio, Prof. Laércio Ravagnani, pelo incentivo que recebi desde o início de meus estudos;

. A Claudete Salinas, pela colaboração na montagem final da Tese, e pela dedicação, paciência, incentivo e companheirismo constantes;

. **A Deus.**

1. INTRODUÇÃO

A presente tese apresenta e discute os resultados das pesquisas referentes ao Projeto "Facies e ambientes de deposição da Formação Rio do Sul, Bacia do Paraná, na região de Rio do Sul, Estado de Santa Catarina", que constitui o tema da tese de doutoramento submetida ao Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar do Curso de Pós-Graduação do Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

O projeto referido integra linha de pesquisa sobre sedimentação glacial que há vários anos vem sendo desenvolvida por um grupo de investigadores do Departamento de Paleontologia e Estratigrafia, IG-USP. Mais especificamente, o presente projeto relaciona-se com estudo sedimentológico e estratigráfico sistemático dos depósitos glaciogênicos do Subgrupo Itararé, aflorante ao longo da margem oriental da Bacia do Paraná, e que contém o registro da extensa "Idade Glacial do Gondwana". Nesse mesmo contexto, SAAD (1977) e SANTOS (1979) apresentaram os resultados de estudos estratigráficos, de facies, paleoambientais e paleogeográficos referentes ao Subgrupo Itararé, na região leste do Estado de São Paulo, e CANUTO (1985) divulgou os resultados de pesquisas similares, nas regiões sul do Estado do Paraná e norte do Estado de Santa Catarina. Mais recentemente, SANTOS (1987) elaborou uma síntese da evolução paleogeográfica da glaciação permocarbonífera da Bacia do Paraná, com base em dados de subsuperfície, integrando-os com os das pesquisas anteriormente citadas.

A seleção da área de Rio do Sul, na região centro-leste de Santa Catarina, como objeto da pesquisa de doutoramento, levou em conta as características peculiares aí exibidas pelo Subgrupo Itararé, quanto às suas facies e ambientes de deposição (CASTRO, 1980b; CASTRO & MEDEIROS, 1980), aparentemente decorrentes do condicionamento tectono-sedimentar regional particular (NORTHFLEET et al., 1969).

O Subgrupo Itararé na área em questão, está representado pela Formação Rio do Sul, pacote superior da subdivisão tripartite proposta por SCHNEIDER et al. (1974), para aquela unidade neopaleozóica da Bacia do Paraná, nos estados do Paraná e Santa Catarina, que inclui, da mais antiga para a mais jovem, as Formações Campo do Tenente, Mafra e Rio do Sul (**Fig. 1**).

O caráter relativamente mais subsidente da região de Rio do Sul, durante a deposição da Formação Rio do Sul é sugerido por mapas de isópacas e de porcentagem de areia e de folhelho do Subgrupo Itararé, **Figs. 2-4**. Vê-se aí, que o pacote sedimentar caracteriza-se por uma maior concentração de clásticos finos, que se estende em direção à margem leste da Bacia do Paraná. Estes incluiriam facies marinhas profundas representadas por folhelhos negros que, em vários locais, repousam diretamente sobre o embasamento cristalino pré-cambriano, nos quais se intercalam extensos depósitos de vários tipos de fluxo

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar, desejo expressar o meu profundo reconhecimento ao Prof. Dr. Antonio Carlos Rocha Campos, cuja orientação dedicada, efetiva e segura foi de importância vital para o desenvolvimento e o término desta Tese. Além do incansável e excelente treinamento científico-profissional que me proporcionou, mostrou-se, como já de longa data, um grande amigo.

De grande importância foi a participação da PETROBRÁS (Petróleo Brasileiro S/A), destinando apoio financeiro ao desenvolvimento inicial do Projeto, e fornecendo informações de caráter geológico, não publicadas, referentes à área da pesquisa, através de contrato firmado entre a Empresa e a Universidade de São Paulo. Os trabalhos de campo na área de Rio do Sul, na fase final e crítica de execução da pesquisa, contaram com o apoio financeiro da FAPESP, no âmbito do Projeto Temático de Equipe: "Controles tectônico, climático e paleogeográfico das características, gênese e preservação dos depósitos glaciais e pré-cenozóicos do Brasil" (Proc. 91/0546-2).

Agradeço, também, às seguintes pessoas, pelo apoio e interesse manifestados, sob as mais diversas formas, durante o período de execução do presente trabalho:

. Prof. Dr. Paulo Roberto dos Santos, pela amizade e consideração demonstradas, sempre atencioso quando procurado a discutir ou a colaborar com sugestões, as quais foram de extrema valia para o êxito deste trabalho;

. Prof. Dr. Joel Carneiro de Castro, pela atuação como supervisor, por parte da PETROBRÁS, no acompanhamento dos resultados obtidos na fase inicial das pesquisas;

. Sendo esta Tese uma segunda etapa de um trabalho que se iniciou com minha Dissertação de Mestrado, ocasião igualmente na qual fui bolsista da PETROBRÁS, desejo estender meus mais sinceros agradecimentos à pessoa que, na qualidade de supervisor das pesquisas, na época, pela Empresa, mostrou-se bastante interessado, prestativo e incentivador, em todas as oportunidades em que foi solicitado: Prof. Dr. Rodi Ávila Medeiros;

. Aos pesquisadores, Prof. Dr. Roland Trompette, Prof. Dr. Marcello Guimarães Simões e Dr. Rodolfo Dino, aos alunos de pós-graduação, Francisco Pinheiro Lima Filho, Luís Eduardo Anelli, ao ex-aluno Christian Ravagnani e ao amigo Flávio Franzosi, pela colaboração em trabalhos de campo;

. Ao DNPM, Florianópolis, através da pessoa do Dr. Carlos Alfredo Bortoluzzi, pelo fornecimento de fotografias aéreas da região estudada, utilizadas em trabalhos de fotointerpretação;

PERÍODO	PERMIANO		GRUPO TUBARÃO	SUBGRUPO	Região Centro-leste de Santa Catarina	Regiões Norte de Santa Catarina / Sul do Paraná
	CARBÔNIO	NEO				
		EO				
		SUP.				
			SUBGRUPO GUATÁ		Formação Palermo	Formação Palermo
					Formação Rio Bonito Mb. Siderópolis Mb. Paraguaçu Mb. Triunfo	Formação Rio Bonito Mb. Siderópolis Mb. Paraguaçu Mb. Triunfo
			SUBGRUPO ITARARÉ		Formação Rio do Sul	Formação Rio do Sul
					Formação Mafra	Formação Mafra
					Formação Campo do Tenente	Formação Campo do Tenente
					ROCHAS PRÉ-CAMBRIANAS E EOPALEOZOICAS	

Fig. 1: Coluna estratigráfica do Grupo Tubarão (Neopaleozóico, no centro-leste de Santa Catarina, Sul do Paraná e norte de Santa Catarina (SCHNEIDER et al., 1974; CANUTO, 1985).

Fig. 2: Isópacas do Subgrupo Itararé + Grupo Aquidauana. O retângulo delimita a área estudada (modificado de NORTHFLEET et al., 1969).

LEGENDA

Formação Rio Bonito

Formação Rio do Sul

Embasamento: Grupo Brusque
Grupo Itajaí

Limites geográficos dos estados

Limites geográficos nacionais

Intervalo de curvas: 10 %

Limite da Bacia do Paraná

Fig. 3: Porcentagem de areia no Subgrupo Itararé + Grupo Aquidauana. O retângulo delimita a área estudada (modificado de NORTHFLEET et al., 1969).

LEGENDA

Formação Rio Bonito

Formação Rio do Sul

Embasamento: Grupo Brusque
Grupo Itajaí

Limites geográficos dos estados

Limites geográficos nacionais

Intervalo de curvas:
10 %

Limite da Bacia do Paraná

Fig. 4: Porcentagem de folhelho no Subgrupo Itararé + Grupo Aquidauana. O retângulo delimita a área estudada (modificado de NORTHFLEET et al., 1969).

gravitacional de sedimentos mais grossos, como arenitos, diamictitos e ritmitos (CASTRO, 1980b; CASTRO & MEDEIROS, 1980). Mais recentemente, SANTOS (1987) propôs que o caráter mais subsidente da Bacia, tenha sido precoce durante a deposição do Subgrupo Itararé, na região centro-leste de Santa Catarina, configurando a existência de um embaiamento amplo a que denominou "depressão" de Rio do Sul.

Conforme discutiremos a seguir, tendo em conta os elementos acima, os estudos desenvolvidos visaram justamente analisar os aspectos de facies e paleoambientes, e propor um modelo deposicional para a Formação Rio do Sul na "depressão" de Rio do Sul, enfocando principalmente as relações entre a sedimentação glacial e a deposição marinha profunda, ocorrida na área.

2. OBJETIVOS

2.1. Iniciais

Os objetivos iniciais do projeto de pesquisa visavam responder algumas questões básicas referentes à história deposicional da Formação Rio do Sul, na área de Rio do Sul, que passaremos a examinar.

. Embora algumas indicações de influência glacial ou de clima frio, durante a deposição da Formação Rio do Sul, tais como, a ocorrência de clastos caídos e a presença de ritmitos interpretados como varvitos (CASTRO, 1980b, 1988, 1991; CASTRO & MEDEIROS, 1980), na região denominada por CASTRO (1991) "Província de Rio do Sul", já tivessem sido apontadas em trabalhos prévios, as possíveis relações entre a glaciação e a história sedimentar não estavam ainda claramente discernidas.

. Os mesmos trabalhos faziam referência à ocorrência de diamictitos, mas sua descrição sumária não deixava clara a possível origem glacial dos sedimentos e a presença de geleiras neopaleozóicas na área. Na verdade, a predominância de facies marinhas profundas e a profusão de feições indicativas de deposição de muitas das litofacies locais, através de processos de fluxo gravitacional de sedimentos, faziam supor terem elas resultado, em sua maior parte, de ressedimentação de depósitos glaciogênicos acumulados junto à borda da bacia marinha, os quais, em consequência de possíveis variações do nível do mar, e/ou movimentação tectônica, tornaram-se instáveis e fluíram para o interior da mesma. ROCHA CAMPOS (1967) havia, entretanto, inicialmente, se referido à presença de possíveis estrias glaciais sobre rocha granitóide, localizada nas proximidades de Lontras, a cerca de 15 km a leste de Rio do Sul, e CANUTO (1985) descrevera diversos níveis de diamictitos maciços, interpretados como tilitos basais, recobrando, ora arenitos, ora folhelhos, sempre cisalhados, na parte superior da Formação Rio do Sul, evidenciando a recorrência de avanços de geleiras provenientes de sudeste, nas áreas de Mafra e Campo do Tenente, somente a cerca de 130 km a norte-noroeste de Rio do Sul. Posteriormente, ROCHA CAMPOS et al. (1988) descreveram a presença de tilito de alojamento sobre embasamento estriado, em afloramento situado na BR-282, cerca de 14 km a leste de Alfredo Wagner. Com exceção desta última, entretanto, evidências mais precisas da presença de geleiras neopaleozóicas na área de Rio do Sul não eram ainda conhecidas.

. O segundo aspecto básico a ser pesquisado referia-se ao delineamento mais preciso da "depressão" de Rio do Sul, e da arquitetura do seu preenchimento sedimentar. Neste particular, considerou-se essencial procurar entender as possíveis relações entre o complexo pacote de sedimentos e a origem e evolução tectônica da sub-bacia.

. Elementos geológicos iniciais disponíveis incluíam: a) a predominância de

um padrão estrutural envolvendo falhamentos orientados de sudoeste-nordeste, sobre falhamentos orientados de sudeste-noroeste, claramente visível nos mapas geológicos disponíveis, tanto no embasamento circundante (Grupos Itajaí e Brusque), quanto na área sedimentar neopaleozóica; b) os dados conhecidos sobre o padrão regional de movimento do gelo neopaleozóico em Santa Catarina, predominantemente de sudeste-noroeste (CANUTO, 1985), coincidentemente com direção estrutural subsidiária na área. Tendo isso em conta, cabia esclarecer se a "depressão" de Rio do Sul correspondia a uma bacia alongada de sudeste-noroeste, como os mapas de isópacas e de litofacies regionais da Bacia do Paraná faziam supor (NORTHFLEET et al., 1969; CASTRO, 1980b; CASTRO & MEDEIROS, 1980; SANTOS, 1987), ou de nordeste-sudoeste, acompanhando o padrão tectônico predominante na região. No primeiro caso, as geleiras neopaleozóicas teriam se deslocado paralelamente ao eixo da "depressão", e, no segundo, perpendicularmente a ele.

. A colocação do pacote relativamente espesso de sedimentos de águas profundas, que na parte central da "depressão" supera os 400 m, exigiria, evidentemente, a criação de um espaço para a sua acomodação, através de subsidência constante. Esta poderia ser explicada somente pela sobrecarga sedimentar ou teria o afundamento crustal sido, de alguma forma, influenciado pelo regime tectônico?

. Finalmente, apoiado no estudo das facies e ambientes sedimentares, dentro do contexto de um arcabouço estratigráfico adequado, e tendo ainda em conta os dados direcionais de movimento do gelo, a serem coletados, pretendia-se reconstituir a evolução paleogeográfica da sub-bacia, e elaborar um modelo deposicional para a Formação Rio do Sul. Com base no quadro já existente relativo à interpretação das facies sedimentares e de seus correspondentes ambientes deposicionais (por exemplo, CASTRO, 1980b; CASTRO & MEDEIROS, 1980), a avaliação preliminar da geometria da "depressão" e da paleogeografia glacial, tornou relevante procurar analisar a possibilidade de utilização de modelos atuais de deposição glácio-estuarina (por exemplo, ELVERHOI et al., 1983; ELVERHOI, 1984; DREWRY, 1987; SYVITSKI et al., 1987; POWELL & MOLNIA, 1989; LEMMEN, 1990; COWAN & POWELL, 1991), como análogo das condições reinantes, durante a deposição da Formação Rio do Sul, na "depressão" de Rio do Sul.

2.2. Novas questões surgidas

Durante o desenvolver dos trabalhos de campo e laboratório, várias modificações foram introduzidas na concepção original do projeto, não só do ponto de vista conceitual, como também quanto ao escopo e área geográfica do estudo.

. Em primeiro lugar, a tentativa de obtenção de uma visão geológica mais regional, a gradual ampliação do conhecimento sobre os possíveis limites da "depressão",

assim como de suas relações geométricas e estruturais com o embasamento cristalino, a descoberta de novos afloramentos de rochas glaciais, e ainda a necessidade de solucionar problemas de correlação decorrentes da intervenção dos falhamentos normais, extremamente comuns na região, levaram a uma ampliação da área inicial de pesquisa, de 1.600 km² para cerca de 8.000 km². Essa ampliação envolveu, necessariamente, o levantamento de um número adicional de perfis geológicos representativos do conjunto sedimentar estudado, que passaram de cerca de uma dezena, para o número final de vinte.

. A tentativa de reconstituição da geometria da "depressão" e da paleogeografia da área, implicou ainda na coleta de um maior número de dados de direção do movimento do gelo, ao longo de toda a borda oriental da sub-bacia, junto ao contato com os Grupos Itajaí e Brusque, bem como de paleocorrentes.

3. ÁREA DO ESTUDO

A área do estudo, com cerca de 8.000 km², localiza-se na região centro-leste de Santa Catarina (**Fig. 5**), coincidindo aproximadamente com a bacia hidrográfica do rio Itajaí. A região é abrangida pelas folhas topográficas, na escala 1:50.000, denominadas: Witmarsum (20%), Dona Ema (20%), Rio d'Oeste (integral), Rio do Sul (integral), Apiúna (40%), Trombudo Central (50%), Ituporanga (integral), Vidal Ramos (integral), Timbó (20%), Taió (integral), Botuverá (10%), Aguti (20%) e Alfredo Wagner (10%).

O acesso rodoviário faz-se através da Rodovia BR-470, que corta diagonalmente toda a área na direção nordeste-sudoeste, passando próximo às cidades de Lontras, Rio do Sul, Laurentino, Agronômica e Trombudo Central. A partir da BR-470, tem-se acesso às partes norte e sul da área, através de diversas estradas secundárias, algumas pavimentadas, as não pavimentadas, porém, em sua maioria, trafegáveis durante o ano inteiro.

O limite norte da área abrangida pelo presente estudo situa-se à altura da cidade de Rodeio; o limite sul é balisado pelas localidades de Leoberto Leal; Taió e Botuverá, limitam, respectivamente, a área a oeste e leste.

4. METODOLOGIA

4.1. Trabalhos de campo

Os trabalhos de campo envolveram diversas fases, visando o reconhecimento estratigráfico geral da área e levantamento sistemático de seções estratigráficas da Formação Rio do Sul, ao longo de estradas que atravessam a região.

As pesquisas consistiram basicamente do exame e interpretação de características e feições sedimentares das rochas que compõem a Formação Rio do Sul, expostas em cortes exibidos ao longo de várias rodovias, que cruzam a faixa de afloramentos. Os afloramentos examinados, embora não totalmente contínuos, permitiram o levantamento de perfis estratigráficos generalizados, identificados pelas localidades principais, situadas no início (base) e fim (topo) da faixa de afloramentos da Formação.

Grande parte dos perfis examinados têm a orientação nordeste-sudoeste e, de acordo com as informações estratigráficas regionais da Bacia do Paraná (NORTHFLEET et al., 1969; FULFARO, 1971; SCHNEIDER et al., 1974), podem ser considerados como aproximadamente perpendiculares à direção deposicional ("depositional strike") da unidade sedimentar examinada. Adicionalmente, foram estudados alguns perfis paralelos à direção geológica para conhecimento da variação lateral de facies.

A documentação geológica básica, disponível no início do presente projeto, obtida através da generosa cooperação da PETROBRÁS, constou de mapa geológico parcial da área, na escala 1:50.000, perfil estratigráfico, nas escalas 1:50.000 (horizontal) e 1:1.000 (vertical), e coluna geológica derivada, na escala 1:1.000, retratando trecho da BR-470 entre Rio do Sul e Ponte Alta, SC. Esses documentos serviram de base para os trabalhos iniciais estratigráficos e sedimentológicos de campo. Sua utilização, todavia, demandou a revisão completa das informações, considerando-se as diferenças conceituais verificadas, além da inclusão de dados adicionais. É importante lembrar que, tendo em vista serem os perfis relativamente longos, com comprimentos variando de 10 a 40 km, o empilhamento estratigráfico final representado nas seções colunares derivadas, envolve a superposição de corpos de litologias que podem estar geograficamente muito afastados entre si (SAAD, 1977; CANUTO, 1985).

Com relação à influência de atividade tectônica, ligada a falhamentos e intrusões de diabásio, procurou-se compensar devidamente os deslocamentos verticais, indicados pelas observações de campo, bem como já referidos na literatura (CASTRO, 1980b; MACHADO, 1989; CASTRO, 1991).

A metodologia de campo utilizada no presente documento, foi de modo geral, análoga à utilizada por SAAD (1977), SANTOS (1979) e CANUTO (1985), obedecendo às seguintes fases principais:

a) reconhecimento estratigráfico dos perfis, envolvendo a identificação macroscópica inicial das litologias, observação da forma dos corpos, contatos, estruturas sedimentares, além dos elementos tectônicos (falhamentos);

b) análise detalhada de facies, através do exame sistemático dos afloramentos, incluindo medição de estruturas direcionais diversas, como estrias e fraturas em crescente no embasamento, além de outras estruturas sedimentares vetoriais, incluindo marcas de sola, na base de turbiditos.

4.2. Trabalhos de escritório

Os dados e observações obtidas no campo foram utilizados para a revisão completa do perfil estratigráfico fornecido pela PETROBRÁS (BR-470), e para a elaboração de dezenove outros, perfazendo um total de vinte, no sentido de torná-los consistentes entre si, e adequados para a análise de facies e interpretação paleoambiental que se pretendia fazer.

A correlação de parte das vinte seções colunares obtidas a partir dos perfis levantados, oito aproximadamente ao longo do eixo da "depressão" e quatro transversais a ele, permitiu visualizar a distribuição espacial das facies identificadas, de suas relações, e da distribuição dos ambientes sedimentares respectivos envolvidos, servindo de base para a interpretação da evolução sedimentar ao longo de cada seção e regionalmente. Esses e outros dados foram utilizados na reconstrução paleogeográfica da área e elaboração de modelo deposicional para a Formação Rio do Sul.

5. TRABALHOS PRÉVIOS

Na presente resenha, enfocamos de maneira especial as contribuições prévias mais pertinentes ao tema da pesquisa. Embora a bibliografia existente sobre aspectos da estratigrafia, sedimentologia e paleontologia do Subgrupo Itararé seja extremamente abundante (ver, por exemplo, ROCHA CAMPOS, 1967; ROCHA CAMPOS & SANTOS, 1981), poucos trabalhos publicados dizem respeito especificamente às características sedimentológicas da Formação Rio do Sul, na área de Rio do Sul. Os comentários serão feitos de maneira temática, não obedecendo estritamente a ordem cronológica das publicações.

Muitas outras informações podem ser encontradas em vários relatórios não publicados, preparados por geólogos da PETROBRÁS e da CPRM. Alguns exemplos são os de MEDEIROS et al. (1971), CASTRO (1980a) e KREBS & MENEZES FILHO (1984). De modo geral, contudo, trata-se de documentos que deram origem aos artigos científicos publicados, estes referidos na discussão que se segue.

. A "depressão" de Rio do Sul. O exame dos mapas de isópacas, porcentagens de areia e de folhelho de NORTHFLEET et al. (1969), **Figs. 2-4**, indicam a existência de uma área deprimida na região centro-leste de Santa Catarina, que se estende para sudeste, em direção à margem oriental atual da Bacia do Paraná.

A sedimentação do Subgrupo Itararé, nessa região, caracteriza-se por baixa porcentagem de areia, e altíssima taxa de folhelho, que pode atingir até 90%. Essa reentrância é particularmente marcada na região entre Canoinhas e Caçador (**Figs. 4 e 5**), onde a espessura total do Subgrupo Itararé atinge 600 metros ou mais. Na direção sudeste, as espessuras tendem a diminuir; porém as características de sedimentação relativamente mais espessa ainda se mantêm, até a altura de Rio do Sul. ROCHA CAMPOS (1967) havia já registrado a predominância de clásticos finos em seções examinadas na área de Rio do Sul. Refere-se, ainda, à ocorrência de bossas do embasamento granítico semelhantes a rochas moutonnées, portando possíveis estrias glaciais.

O comportamento relativamente mais subsidente da área de Rio do sul aparece, ainda, de modo mais claro, no mapa de isópacas preparado por MEDEIROS & THOMAZ FILHO (1973), conforme mostrado na **Fig. 6**, referente somente à parte superior do Sugrupo Itararé, que hoje sabemos corresponde, litoestratigraficamente, à Formação Rio do sul (SCHNEIDER et al., 1974).

Algumas poucas evidências são encontradas na literatura, a respeito da provável época de formação do embasamento. DAEMON & QUADROS (1970), por exemplo, incluem, em seus intervalos bioestratigráficos H e I₁ o pacote sedimentar do Subgrupo Itararé, da região de Rio do Sul, o que é verificado comparando-se o mapa de isópacas por eles elaborado para esse intervalo e a espessura total observada em superfície.

Fig. 6: Isópacas do intervalo superior do Subgrupo Itararé ("Formação" Itararé, MEDEIROS & THOMAZ FILHO, 1973).

Embora sugerido no mapa de isópacas referente ao intervalo G (DAEMON & QUADROS, 1970), não há comprovação paleontológica da presença de sedimentos dessa idade na área de Rio do Sul. SANTOS (1987), por sua vez, identifica uma área subsidente nessa região, caracterizada pela concentração de clásticos finos, a qual denomina "depressão" de Rio do Sul, em seu mapa de isópacas do intervalo H (Fig. 7) do esquema bioestratigráfico de DAEMON & QUADROS (1970). Desse modo, ou o embaiamento corresponde a uma feição gerada durante a fase inicial de deposição do Subgrupo Itararé, ou teria surgido posteriormente, durante modificações estruturais da Bacia do Paraná, ocorridas a partir do intervalo H. A esse respeito, tanto DAEMON & QUADROS (1970), quanto SANTOS (1987) e SANTOS et al. (1992), postulam um basculamento da bacia, com deslocamento meridional dos principais depocentros, acompanhado por progressivo avanço dos depósitos do Subgrupo Itararé em direção ao Escudo Sul-Riograndense, configurando uma situação de "onlap" estratigráfico.

. **Origem da "depressão".** Quanto aos fatores responsáveis pela subsidência crustal relacionada à formação da sub-bacia, poucos dados estão disponíveis na literatura.

GRAVENOR & ROCHA CAMPOS (1983), ZALÁN et al. (1991) e ROCHA CAMPOS et al. (1992) referem-se à consistência entre os eixos de zonas de maior espessura do Subgrupo Itararé e os lineamentos SE-NW (falhamentos), que cruzam a Bacia do Paraná, sugerindo que o movimento diferencial de blocos alongados, delimitados por esses falhamentos, poderia ter condicionado a arquitetura da Bacia do Paraná, durante o Neopaleozóico.

Coincidentemente, os eixos das áreas de maior espessura do Subgrupo Itararé são, no geral, paralelos, às direções de movimento das geleiras neopaleozóicas, podendo, desse modo, ter condicionado as linhas de fluxo do gelo em direção ao interior da Bacia do Paraná. Como veremos posteriormente, uma situação similar pode ser vislumbrada na região de Rio do Sul.

. **Estratigrafia, facies e ambientes deposicionais.** MEDEIROS & THOMAZ FILHO (1973) deram início à fase de contribuições mais modernas a respeito da estratigrafia, sedimentologia e paleogeografia da seção neopaleozóica da Bacia do Paraná. Os autores reconheceram a penecontemporaneidade entre a parte superior da Formação Rio do Sul e as camadas basais da Formação Rio Bonito, além do caráter transicional do contato. Por essa razão, preferiram abordar o estudo faciológico e a interpretação paleoambiental independentemente da conceituação formal das unidades estratigráficas. Seguindo essa linha de raciocínio, incluem, por vezes, dentro da Formação Rio Bonito, facies pertencentes ao Subgrupo Itararé (por eles denominado Formação), equivalentes à parte superior da Formação Rio do Sul, conforme posteriormente definida por SCHNEIDER et al. (1974), em sua revisão da estratigrafia da Bacia do Paraná.

Fig. 7: Isópacas do Subgrupo Itararé (Intervalo H, DAEMON & QUADROS, 1970; SANTOS, 1987); o retângulo delimita a área do presente estudo.

MEDEIROS e THOMAZ FILHO (1973) notaram que o contato entre a Formação Rio Bonito com as unidades subjacentes variava quanto à sua natureza. Podia ser brusco, quando facies de canais fluviais assentam-se sobre facies de planícies de marés, ou interdigitado, quando depósitos de frente deltáica recobrem sedimentos litorâneos pró-deltáicos. Em consequência de flutuações do nível do mar, estes podem recorrer sobre as facies de frente deltáica ou mesmo sobre as de planície deltáica. Notaram, ainda, a abundância de sedimentos depositados por processos de fluxo gravitacional de massa, atribuídos a escorregamentos e correntes de turbidez, associados a espesso pacote de folhelhos negros da região de Rio do Sul ("Folhelho Lontras"). Com base na ocorrência e distribuição dessas facies, associadamente ao mapa de isópacas, postularam a existência de uma bacia sedimentar na região de Rio do Sul-Lages, na qual preservaram-se leques submarinos constituídos de arenitos e ritmitos associados a depósitos de frente deltáica de deltas distantes, já erodidos, situados a leste e nordeste de Rio do Sul. Finalmente, descrevem, os autores, litofacies correspondentes a extensas planícies de marés, na parte superior da Formação Rio do Sul, sobre as quais progradam os deltas basais da Formação Rio Bonito. Como veremos, as facies identificadas pelos autores acima e as relações espaciais entre elas visualizadas pelos mesmos, representam elementos fundamentais para o entendimento da história deposicional da Formação Rio do Sul.

A partir de 1980, CASTRO (1980a,b) e CASTRO & MEDEIROS (1980) apresentaram dados adicionais sobre a sedimentologia e estratigrafia, discutiram aspectos relacionados à faciologia e propuseram modelos sedimentares para a Formação Rio do Sul, na região de Rio do Sul. O arcabouço estratigráfico proposto pelos autores acima (**Fig. 8**) e a caracterização geral das facies e ambientes sedimentares, com base em dados de afloramentos e poços, permanecem, em grande parte, úteis, servindo de apoio aos estudos posteriores, inclusive ao presente projeto. Segundo os autores acima mencionados, a sedimentação do conjunto Formação Rio do Sul-Formação Rio Bonito/Membro Triunfo, compreende dois episódios: **um inferior**, constituído de depósitos glácio-marinhos profundos, formando uma cunha transgressiva, em "onlap" contra o embasamento, e **um superior**, quando se desenvolve um conjunto de sedimentos deltáicos.

Uma versão modificada desses aspectos foi posteriormente apresentada por CASTRO (1988), como observado na **Fig. 9**. Nessa ocasião, o autor reconhece informalmente duas províncias ao longo da seção geológica mostrada na **Fig. 9**: a) **área de Rio do Sul** (desde o norte de Lontras até o poço PA-1-SC), caracterizada por espessa coluna de sedimentos das Formações Rio do Sul e Rio Bonito (Membro Triunfo), que se adelgaça à medida que o embasamento torna-se mais elevado, em direção a sudeste; b) **área de Alfredo Wagner** (ao sul do poço PN-15).

De modo sintético, CASTRO (1988) reconheceu na Formação Rio do Sul três associações principais de facies: a) **inferior**, formada por diamictitos, varvitos e folhelhos; b)

Fig. 8: Arcabouço estratigráfico da Formação Rio do Sul e Membro Triunfo (Formação Rio Bonito). (CASTRO, 1980a.)

Fig. 9: Arcabouço estratigráfico da Formação Rio do Sul, e Membro Triunfo (Formação Rio Bonito), para a região centro-leste de Santa Catarina (CASTRO, 1988).

Intermediária, composta de ritmitos de arenito e folhelho, e diamictitos; e c) **superior**, envolvendo diamictitos, varvitos, folhelhos e arenitos.

Pela primeira vez o autor reconheceu, dentre as facies reconhecidas na Formação Rio do Sul, os diamictitos que recobrem pavimentos estriados formados sobre rochas cristalinas pré-cambrianas, que tinham sido recentemente descritos por ROCHA CAMPOS et al. (1988), na região de Alfredo Wagner, junto à margem SE da "depressão" de Rio do Sul. Esta descoberta (ROCHA CAMPOS, et al., 1988) foi de fundamental importância para o entendimento da evolução sedimentar e paleogeográfica da área, já que documenta a presença das geleiras neopaleozóicas nessa parte da Bacia do Paraná. Até então, a interpretação da história sedimentar da "depressão" de Rio do Sul não havia valorizado adequadamente a ação glacial como fator geológico importante na evolução da sequência sedimentar da Formação Rio do sul.

CASTRO (1988) descreve, na associação inferior, "tills basais estratificados", recobrindo rochas do embasamento, sobrepostos por varvitos com clastos caídos e folhelhos com concreções carbonáticas ("Folhelho Lontras").

A associação de facies intermediária caracterizar-se-ia pela ocorrência de arenitos tabulares com sequência de Bouma Tac, ritmitos de arenito e folhelho com estratificação fina a média, com sequências Bouma Tbe a Tde, e diamictitos. Essas associações ocorreriam em dois contextos sedimentares distintos: a) um lobo submarino formado pelos arenitos tabulares, interpretados como turbiditos de estratificação espessa, que passam gradacionalmente para cima a diamictitos, na parte central da bacia; e b) uma franja de lobo formada por ritmitos de arenito e folhelho (turbiditos de estratificação fina), desenvolvida marginalmente ao lobo. A associação intermediária adelgaça-se rumo à e transgride sobre a margem sul da sub-bacia. Representaria a instalação de condições marinhas profundas na área de Rio do Sul.

Finalmente, aponta o autor que a associação superior exhibe marcada diferença na região central da sub-bacia (Rio do sul) bem como na extremidade sudeste (área de Alfredo Wagner). Na primeira, inclui folhelhos que representariam os depósitos prodeltáicos dos deltas da Formação Rio Bonito. Localmente, ocorrem depósitos flúvio-deltáicos-lacustrinos (arenito, varvito e diamictito), implicando em condições mais rasas e glaciais localizadas. Na região de Alfredo Wagner, por sua vez, a associação seria complexa, envolvendo três diferentes sub-associações, a saber: a) diamictitos espessos e arenitos depositados por fluxo aquático denso ("slurry"); b) diamictitos, varvitos, folhelhos, arenitos finos lenticulares-sigmoidais; e c) varvitos espessos, diamictito subsidiário e arenitos depositados por fluxo subaquático denso.

Reconheceu, então, o autor, basicamente, a prevalecência de ambiente deposicional marinho profundo na área de Rio do Sul, e de condições marinhas rasas rumo a sudeste da mesma, para onde as geleiras teriam recuado, resultando na progradação mais tardia dos deltas basais da Formação Rio Bonito, nessa região.

MACHADO (1989) propôs um modelo deposicional para a Formação Rio do Sul, na região de Alfredo Wagner (SC), abrangendo a caracterização faciológica dos depósitos glaciais, deltáicos e marinhos daquela unidade, e o reconhecimento de "tratos de sistemas deposicionais", os quais evoluem, ascendentemente, de glacioproximal a marinho profundo e a glaciotransicional. Estes dois últimos corresponderiam a episódios de sedimentação identificados por CASTRO (1980a,b).

O **trato deposicional glacioproximal** consiste, segundo MACHADO (1989), de delgado pacote de tilito de alojamento, varvitos e diamictitos, que repousa sobre o embasamento granítico estriado. Este trato registraria condições de avanço e recuo do gelo, em um ambiente subglacial e proglacial, respectivamente, sendo sobreposto pelos sistemas deposicionais marinhos.

O **trato deposicional marinho** é composto por 100 m de folhelhos negros (Folhelho Lontras) e turbiditos rítmicos, interpretados como depositados em águas profundas, recobertos por delgado pacote depositado em águas rasas. Este trato caracterizar-se-ia pela ausência de evidências diretas de influência glacial na sedimentação, marcando um estágio "interglacial".

O **trato deposicional glaciotransicional**, com cerca de 100 m de espessura, é composto por intercalação de sistemas deposicionais glaciomarinhos proximais e glaciolacustres. O sítio deposicional seria, segundo MACHADO (1989), provavelmente, um estuário, onde a combinação de variação do nível do mar e o avanço/recuo das geleiras produziriam alternância de condições de águas salinas e doces, determinando a intercalação de sistemas deposicionais glaciomarinhos proximais e glaciolacustres.

No início da década de 90, CASTRO (1991 e 1992) realizou uma análise estratigráfica pormenorizada da passagem entre o Subgrupo Itararé e a Formação Rio Bonito. Identificou, na área de Rio do Sul, três províncias com características deposicionais próprias, denominadas Rio do Sul, Alfredo Wagner e Lauro Muller, interligadas temporalmente por meio de três tratos de sistemas.

Segundo CASTRO (1992), o **trato inferior** consiste de uma sedimentação retrogradante em "onlap" contra o embasamento, no sentido norte-sul. Pavimentos estriados e tilitos de alojamento encontrados a leste de Alfredo Wagner (ROCHA CAMPOS et al., 1988) atestariam o contato direto de geleiras com o substrato. CASTRO (1992) define, então, uma sucessão retrogradante, definida como proglacial, constituída, da base para o topo, de diamictitos, conglomerados, ritmitos de arenitos e siltitos e argila, estes identificados como varvitos, recoberta por folhelhos marinhos. O **trato intermediário** seria representado por sistemas marinhos profundos, desenvolvido abaixo do nível de base de ondas de tempestades, em "onlap" sobre o trato anterior, identificado nas províncias de Rio do Sul e Alfredo Wagner. Na província de Rio do Sul o autor reconhece a presença de um leque submarino, constituído de turbiditos arenosos, com sequências Tac e Tce de Bouma,

sucedidos por siltitos/arenitos liquefeitos e lamitos, ambos contendo seixos e matacões caídos, atestando influência glacial. Nas franjas do leque, em direção a Alfredo Wagner, ocorreriam turbiditos mais finos, com sequências Tde e Tce, representando o principal componente da sedimentação profunda. Diz ainda CASTRO (1992) que o **trato superior**, característico da província de Alfredo Wagner, incluiria sistemas glaciais recobertos em "onlap" retrogradante por sistemas marinhos e deltáicos (Membro Triunfo).

Através da identificação de marcos estratigráficos marinhos transgressivos (tempestitos) e de ciclos deltáicos, o autor interpretou como diacrônicos (sistemas que apresentam variação de idade em diferentes áreas, ou que transgridem através de planos de tempo ou biozonas, segundo WRIGHT, 1926, *apud* BATES & JACKSON, 1987, p. 179) os sistemas marinhos e deltáicos a partir das províncias de Rio do Sul e Lauro Muller em direção a Alfredo Wagner. Desse modo, os sistemas marinhos e deltáicos (Membro Triunfo) teriam se desenvolvido em resposta à progressiva deglaciação, que encerra a sedimentação do Subgrupo Itararé na Bacia do Paraná. De modo geral, os três tratos de CASTRO (1992) correspondem, estratigraficamente aos tratos propostos por MACHADO (1989).

Resultados obtidos na presente pesquisa, levaram à introdução de várias modificações no esquema estratigráfico proposto acima e na caracterização e interpretação das facies sedimentares presentes na Formação Rio do Sul, do que resultou um melhor entendimento da evolução sedimentar da área. Um aspecto de grande relevância refere-se ao reconhecimento da ocorrência extensa de tilitos basais, de alojamento, representados por diamictitos maciços, compactados, em grande parte sobrepostos por diamictitos estratificados, com evidências de fluxo, na parte inferior da Formação Rio do Sul, na sub-bacia de Rio do Sul. Essas facies recobrem ondulações, ou caneluras no embasamento cristalino, contendo estrias orientadas com tendência geral para noroeste, e representariam, respectivamente, depósitos de fases de avanço e de recuo do gelo neopaleozóico.

Contribuições adicionais importantes para a interpretação de facies sedimentares particulares da Formação Rio do Sul, relevantes para o entendimento da história sedimentar da área, devem-se a ROCHA CAMPOS & SUNDARAM (1981), ROCHA CAMPOS et al. (1981), GAMA Jr. (1989), MARQUES-TOIGO et al. (1989) e SANTOS et al. (1992).

ROCHA CAMPOS & SUNDARAM (1981) discutem resultados de estudos sedimentológicos e palinológicos de ritmitos regulares da área de Trombudo Central, SC, caracterizando-os como depósitos sazonais. Além de sua regularidade, os ritmitos caracterizam-se por apresentarem um contato brusco entre a lâmina de argila escura, de espessura fina e relativamente constante, sobre a camada de silte claro mais grossa (ASHLEY, 1975).

Resultados palinológicos obtidos pelos autores, mostraram-se, adicionalmente, análogos aos encontrados por TERASMAE (1963), referentes à distribuição de pólenes e esporos em varves pleistocênicas. Nestas, quase todos os palinomorfos

concentram-se na camada clara, de verão, sendo a camada mais escura praticamente estéril. Segundo ROCHA CAMPOS & SUNDARAM (1981), a variação observada na quantidade de pólen e esporos fornecida ao corpo de água seria controlada por mudanças sazonais na vegetação circundante ao sítio deposicional, e à quantidade de água de degelo descarregada. Durante o inverno, a maioria dos lagos glaciais mantêm-se congelados em sua superfície, e muito pouco, ou nenhum volume de água de degelo é liberado a partir da geleira. Como consequência, apenas os elementos reprodutivos vegetais mantidos em suspensão, abaixo da superfície congelada, em conjunto com a matéria mineral mais fina (silte/argila) seriam acumulados e incorporados nas camadas mais escuras, em deposição no assoalho do corpo de água (TERASMAE, 1963).

A possibilidade de controle deposicional não sazonal para os ritmitos citados, parece menos provável e não explicaria adequadamente a concentração consistente, e ausência ou restrição de grãos de pólen e esporos, que ocorrem, respectivamente, em todas as camadas mais grossas (ou mais claras), e mais finas (mais escuras) do ritmo.

Evidências adicionais em favor do caráter sazonal do ritmo de Trobudo Central foram relatadas por ROCHA CAMPOS et al. (1981) através da análise espectral de séries de medidas de espessura, de características paleomagnéticas de pares litológicos do ritmo. Notaram eles uma forte correlação entre períodos, interpretada como indicativa de caráter sazonal. Adicionalmente, uma boa consistência foi encontrada entre os espectros de variação de espessura e paleomagnéticos e os derivados de dados de atividade solar, o que vem em apoio da hipótese de que a variação rítmica seja climaticamente controlada, de acordo com um ciclo deposicional anual.

GAMA Jr. (1989) colocou em dúvida a possibilidade de caráter várvido (sazonal) dos ritmitos identificados por CASTRO (1980a,b) na área de Rio do Sul, já que este configuraria a existência de "um insólito corpo de água doce, imiscível em água salgada". Durante os trabalhos de campo verificamos, realmente, ser necessário reinterpretar, de maneira distinta, várias ocorrências de ritmitos anteriormente tidos como varvitos.

Com relação aos ritmitos de Trombudo Central, entretanto, SANTOS et al. (1992) recentemente apontaram a ocorrência frequente, nessas rochas, de evidências de deposição a partir de icebergs envolvendo clastos caídos, lentes e montículos de detritos despejados ("dumped"), e depósitos de aterramento ("grounding"). Estes estão associados a conjuntos de sulcos sobre plano de estratificação dos ritmitos, atribuídos a arrasto de icebergs. Esses autores propõem um modelo deposicional envolvendo a deposição dos ritmitos, que interpretam como varvitos, em reentrância da linha de costa, isolada por variação do nível do mar, e em contato com frente de geleira em processo de desagregação ("calving"), produzindo fluxo abundante de água de degelo.

Finalmente, CANUTO (1992) descreve preliminarmente e discute o complexo de facies representativas de condições glaciais, glácio-marinhas e marinhas da Formação Rio

do Sul. A sucessão de facies reconhecidas, sugere episódios alternados de avanço e recuo glacial e de variação do nível do mar, provavelmente causados por efeito combinado de glácio-eustasia e subsidência tectônica, durante a deposição da unidade sedimentar. A **Fig. 10** mostra a evolução dos esquemas de subdivisão estratigráfica propostos para a Formação Rio do Sul, na área do presente estudo.

CASTRO (1980a)	CASTRO (1980b)	CASTRO (1988)	MACHADO (1989)		CASTRO (1991)	CASTRO (1992)	CANUTO (1993)	
Episódio Superior	Episódio Superior	Associação de Facies Superior	Trato de Sistemas Deposicionais Glaciotransi- cionais	Sistema Deposicional Glaciolacus- tre Sistema Deposicional Glaciomarinho Proximal	Trato Glacio- transi- cional	Trato Superior	Trato de Sistemas Deposicionais Marinhos Rasos (Transicional)	Sistema Deposicional Marinho Raso
		Associação de Facies Intermediária	Trato de Sistemas Deposicionais Marinhos	Sistema Deposicional Marinho raso Sistema Deposicional Marinho Profundo	Trato Marinho Profundo	Trato Intermediário	Trato de Sistemas Deposicionais Marinhos Profundos	Sistema Deposicional de Leques Submarinos Sistema Deposicional Marinho Profundo
Episódio Inferior	Episódio Inferior	Associação de Facies Inferior	Trato de Sistemas Deposicionais Glaciopro- ximais	Sistema Deposicional Proglacial Sistema Deposicional Subglacial	Trato Glacioproximal	Trato Inferior	Trato de Sistemas Deposicionais Glaciais	Sistema Deposicional Glácio-Marinho Proximal Sistema Deposicional Subglacial

Fig. 10: Evolução dos modelos estratigráficos da Formação Rio do Sul, na área da "depressão" de Rio do Sul.

6. A "DEPRESSÃO" DE RIO DO SUL: ELEMENTOS PARA A SUA CARACTERIZAÇÃO

Conforme comentamos anteriormente, mapas de isópacas e de porcentagem de litologias do Subgrupo Itararé ou da Formação Rio do Sul (NORTHFLEET et al., 1969; MEDEIROS & THOMAZ FILHO, 1973; SANTOS, 1987) permitem identificar uma espécie de embaiamento ou sub-bacia ampla, relativamente bem individualizada, na região centro-leste do Estado de Santa Catarina.

Esta feição, com área aproximada de 20.000 km², corresponde a uma região crustal de tendência mais subsidente, que se alonga para sudeste, em direção à margem oriental da Bacia do Paraná. Caracteriza-se ela pela presença de seções relativamente espessas de sedimentos, que podem, na sua parte central, superar os 300 metros, formados, principalmente, por folhelhos escuros marinhos, aos quais se associam depósitos de clásticos grossos (arenitos e diamictitos), resultantes de processos de fluxo gravitacional de sedimento. SANTOS (1987) denominou a área, informalmente, "depressão" de Rio do Sul, nome que temos utilizado, alternadamente com sub-bacia, no presente texto, mesmo tendo em conta o caráter relativamente impreciso do termo, do ponto de vista estrutural.

SANTOS (1987, anexos 12 a 15) mostra que a tendência mais subsidente poderia ter se iniciado já durante o tempo correspondente ao intervalo bioestratigráfico G (Neocarbonífero, DAEMON & QUADROS, 1970), em região próxima, a norte-noroeste da área pesquisada, expandindo-se a seguir. Os dados palinobioestratigráficos de DAEMON & QUADROS (1970), por sua vez, atribuem os sedimentos da região de Rio do Sul aos intervalos H e I₁.

À vista dos elementos acima, torna-se possível a hipótese de que a formação da "depressão", associadamente ao basculamento da Bacia do Paraná, através de movimentação diferencial de blocos limitados pelos falhamentos sudeste-noroeste, conforme postulado por SANTOS (1987) e ZALÁN et al. (1991), tenha se iniciado já durante o intervalo G, a norte-noroeste da "depressão", e tenha evoluído durante os intervalos H e I₁, quando os principais depocentros do Subgrupo Itararé deslocaram-se para o sul da Bacia.

Os dados das 20 seções colunares estudadas (**Anexos 1 a 21**), incluindo (4) referentes a poços perfurados na região (CASTRO, 1980a,b; CASTRO & MEDEIROS, 1980; CASTRO, 1988; e CASTRO, 1991), e uma seção adaptada de MACHADO (1989) permitiram a confecção de um mapa de isópacas da Formação Rio do Sul (**Fig. 11**) mais pormenorizado do que os anteriormente disponíveis (MEDEIROS & THOMAZ FILHO, 1973). A partir deste tornou-se possível delinear, com maior precisão, os limites e algumas características da "depressão" de Rio do Sul.

Trata-se de uma bacia elíptica, de eixo encurvado, alongada na direção sudeste-noroeste, com pouco mais de 200 km de comprimento e de 100 km de largura, de perfil ligeiramente assimétrico, com o flanco nordeste, em direção ao embasamento cristalino,

Fig. 5: Localização da área estudada.

de declive mais acentuado que o sudoeste. A sua parte interna é marcada por um sulco encurvado, relativamente estreito, onde as espessuras de sedimento superam os 400 m.

A sub-bacia é delimitada a nordeste por uma região relativamente estruturalmente mais elevada, representada pelo embasamento formado por rochas dos Grupos Brusque e Itajaí; a norte e sudoeste pelos altos de Porto União e de Lages-Curitiba (MEDEIROS et al., 1971); e finalmente ao sul, pela extensão norte do Arco Sul-Riograndense (SANTOS, 1987).

Elementos para o entendimento da origem dessa importante feição estrutural são ainda escassos. CASTRO (1980a,b) caracteriza estruturalmente a região de Rio do Sul-Alfredo Wagner como controlada por inúmeros falhamentos, consistentemente orientados na direção nordeste-sudoeste, com o bloco baixo sempre do lado sudeste das falhas (**Fig. 12**). O padrão estrutural resultante é formado por blocos paralelos, basculados para noroeste, sendo as falhas de natureza antitética, com grande extensão e mesma orientação dos lineamentos que cortam o embasamento local. O falhamento mais importante é o de Perimbó, com cerca de 70 km de extensão e rejeito da ordem de 200 m.

Deve-se considerar ainda a possibilidade da área da "depressão" de Rio do Sul ter sido influenciada por falhamentos de caráter transcorrente dextral, atuantes ao longo de fraturas já existentes (**Fig. 12**), as quais, em fase anterior, estiveram sujeitas a movimentação vertical (ANJOS, 1986; MACHADO, 1989; ZALÁN et al., 1991). O caráter transcorrente, possivelmente refletido na inflexão do eixo da sub-bacia, é difícil de ser identificado no campo, por estar fortemente mascarado pelos falhamentos extensionais juro-cretáceos, a eles sobrepostos.

Em resumo, portanto, as evidências disponíveis, embora não totalmente conclusivas, favorecem a hipótese de origem tectônica para a "depressão" de Rio do Sul.

A coincidência geral entre a orientação de estrias glaciais sobre o embasamento, medidas ao longo das margens nordeste e sudeste da sub-bacia, e o seu eixo, e a distribuição geral das litofácies, sugere que a "depressão" foi inteiramente ocupada por um lobo glacial alongado, que avançou em direção noroeste, a partir da margem sudeste da Bacia do Paraná, até o seu interior. Situações similares em que vales ou sulco pré-glaciais, preenchidos por espessuras relativamente grande de sedimentos do Subgrupo Itararé, orientam-se paralelamente aos lineamentos sudeste-noroeste e à direção deduzida de movimento das geleiras neopaleozóicas, foram já referidas por GRAVENOR & ROCHA CAMPOS (1983), CANUTO (1985) e SANTOS (1987), em outras partes da Bacia do Paraná.

Do mesmo modo que nestes casos, a "depressão" de Rio do Sul poderia representar um vale pré-glacial, controlado por falhamentos e modificada pela abrasão do gelo, durante fase de avanço da geleira. Pode-se especular, ainda, que a sobrecarga da massa relativamente grande de gelo que ocupou a bacia, tenha resultado em uma acentuação da "depressão", por efeito glácio-isostático sobre a crosta.

Fig. 12: Geologia da região centro-leste de Santa Catarina (CASTRO, 1980a, modificado).

A necessidade de criação de espaço para acomodação da pilha sedimentar, relativamente espessa, depositada em condições de águas profundas, faz supor que os efeitos tectônicos tenham permanecido durante a deposição da Formação Rio do Sul. Na verdade, a profusão e a extensão e espessura dos depósitos atribuídos a fluxos gravitacionais de sedimentos, poderiam estar relacionados a essa movimentação penecontemporânea, que os teria acionado. Durante o exame dos afloramentos, contudo, não conseguimos identificar, claramente, feições estruturais indicativas desse regime tectono-sedimentar (por exemplo, falhas de crescimento), embora o aspecto caótico dos corpos de litologias, além do intemperismo, pudessem mascará-los.

Um outro aspecto interessante da tectônica sedimentar da "depressão" de Rio do Sul refere-se à velocidade da sedimentação local.

STECKLER & WATTS (1978 e 1981), estudando a margem continental do tipo Atlântico, na América do Norte, elaboraram trabalhos referentes à diferenciação do fenômeno de subsidência, considerando apenas a taxa de subsidência devido à tectônica, eliminando a parcela causada por efeito de sobrecarga sedimentar.

Mais recentemente, ALLEN & ALLEN (1990) desenvolveram uma excelente análise teórica sobre história da subsidência, ou análise geohistórica.

Os estudos realizados por esses autores forneceram os subsídios necessários para o cálculo da taxa de subsidência na área do estudo. Esta teoria foi utilizada anteriormente, em estudos relacionados à tectônica e sedimentação da Bacia do Paraná, por ZALÁN et al. (1991).

Uma estimativa grosseira da taxa de sedimentação da Formação Rio do Sul pode ser feita levando-se em conta a espessura total depositada (superior a 400 m) e o tempo decorrido, correspondente ao intervalo bioestratigráfico H, e sub-intervalo I₁, da ordem de 3 a 4 m.a. (duração aproximada da sedimentação do Subgrupo Itararé, de 15 m.a., dividido pelo número de intervalos bioestratigráficos correspondentes 5), o que resultaria em taxa média da ordem de 10 cm/1.250 anos, muito acima da taxa média de deposição estimada para a Bacia do Paraná, durante o Permo-Carbonífero, em torno de 10 cm/4.000 anos, como pode ser calculado através das **Figs. 13 e 14** (SOARES et al., 1978; ZALÁN et al., 1991).

Finalmente, conforme será discutido adiante, a natureza e relação das facies representadas, geradas sob influência da glaciação neopaleozóica permite inferir a ocorrência de variações do nível do mar durante a sedimentação da Formação Rio do Sul, possivelmente sob o efeito combinado da subsidência tectônica e das modificações glácio-eustáticas relacionadas à história glacial da área e da própria Bacia do Paraná, conforme já considerado por SANTOS (1987).

Fig. 13: Subsidência, versus tempo de deposição das seqüências sedimentares fanerozóicas da Bacia do Paraná (modificado de SOARES et al., 1978).

Fig. 14: Curvas de subsidência total e "backstripped" do Paleozóico da Bacia do Paraná (ZALÁN et al., 1991).

7. FACIES SEDIMENTARES

7.1. Introdução

As seções A-B (Fig. 15) e C-D (Fig. 16), respectivamente longitudinal e transversal à "depressão", exibem a distribuição espacial das facies sedimentares reconhecidas e suas relações estratigráficas.

A Fig. 17 sintetiza então as principais litofacies verificadas na Formação Rio do Sul, na área do estudo.

Vários autores, como, por exemplo, EYLES et al. (1983), têm propugnado a utilização de um código padrão de litofacies para a descrição de facies sedimentares glaciogênicas, em particular com referência aos diamictitos, analogamente ao proposto por MIALL (1977) para os sedimentos fluviais.

A despeito das possíveis vantagens práticas desse esquema, notamos que, em muitos casos, inclusive em relação à sequência sedimentar aqui descrita, várias das facies caracterizadas podem ocorrer associadas de modo intrincado, tornando difícil ou até impraticável o seu discernimento. De um modo geral, também o número de facies distinguidas é insuficiente para a descrição dos tipos encontrados.

Um esquema especial foi então adotado (Fig. 17), fundamentado principalmente em um enfoque de campo, na caracterização básica das litofacies.

Como tem sido usual em trabalhos de sedimentologia glacial, o termo diamictito (FLINT, 1971) é aqui utilizado para nomear rochas formadas por quaisquer misturas mal selecionadas de clastos, areia e lama, independentemente do ambiente deposicional, seja glacial, paraglacial, periglacial ou não glacial, terrestre ou subaquoso (EYLES et al., 1983).

7.2. Descrição

7.2.1. Conglomerado

Trata-se de camadas e lentes de conglomerado suportado por matriz, constituído por clastos arredondados a subarredondados, mal selecionados, de composição granítica, quartzítica, eventualmente metabásica, incluindo também fragmentos de arenito, em matriz arenítica grossa.

Na área de construção da Barragem Norte, em Barra do Dollmann (Perfil 20), três tipos distintos de conglomerado podem ser reconhecidos, com base na dimensão

Fig. 16: Seção estratigráfica transversal (C-D) da Formação Rio do Sul, na "depressão" de Rio do Sul.

FACIES	TIPOS	SIGLA
Conglomerado	1. Conglomerado desorganizado 2. Conglomerado inversa a normalmente gradacional 3. Conglomerado normalmente gradacional	C ₁ C ₂ C ₃
Arenito	1. Arenito maciço, tabular ou acanalado, com clastos dispersos 2. Arenito com estratificação gradacional 3. Arenito caótico ("mêlange") 4. Arenito fino, de estratificação horizontal e cruzada planar a tangencial	A ₁ A ₂ A ₃ A ₄
Folhelho	1. Folhelho negro, laminado ou "maciço" 2. Folhelho negro, laminado ou "maciço", com clastos dispersos 3. Folhelho negro, intercalado com arenito gradacional 4. Folhelho negro, intercalado com arenito gradacional, com clastos dispersos	F ₁ F ₂ F ₃ F ₄
Arenito muito fino/folhelho siltico	1. Interlaminado inferior 2. Interlaminado intermediário 3. Interlaminado superior	I ₁ I ₂ I ₃
Diamictito	1. Diamictito maciço, compactado 2. Diamictito estratificado 3. Diamictito maciço, tabular ou acanalado	D ₁ D ₂ D ₃
Ritmito	1. Ritmito regular de silte e argila, de estratificação horizontal	R ₁

Fig. 17: Facies sedimentares da Formação Rio do Sul.

predominante dos clastos, estrutura das camadas e frequência da ocorrência desses corpos sedimentares no afloramento.

1. Conglomerado desorganizado

Esta categoria exhibe clastos milimétricos a métricos, estrutura completamente desorganizada e aspecto geral maciço (**Fig. 18**), incluindo localmente zonas de concentração da matriz de areia grossa a média. Intercala-se, através de contatos bruscos, na forma de camada isolada de cerca de 2 m de espessura, entre arenito e diamictito.

2. Conglomerado inversa a normalmente gradacional

O conglomerado dispõe-se em camadas de espessura da ordem de 2 m, com clastos milimétricos a decimétricos, em matriz arenosa média a grossa, exibindo estrutura gradacional inversa e normal. Há uma tendência de orientação preferencial dos eixos maiores paralelamente à estratificação, não se constatando, porém, imbricamento evidente (**Fig. 19**). Na parte inferior da camada, uma zona de cerca de 30 cm tem estratificação gradacional inversa que passa, acima, a normal.

3. Conglomerado normalmente gradacional

Este tipo contém clastos milimétricos a centimétricos, estratificação gradacional normal, matriz arenítica grossa. Forma corpos com espessura da ordem de até 40 centímetros (**Fig. 19**). O seu contato inferior é brusco e o superior gradacional com o arenito, podendo também recorrer na seção examinada.

O conglomerado desorganizado não apresenta quaisquer relações de contato com os tipos gradacionais, ocorrendo de forma isolada, abaixo de arenito maciço, tabular ou acanalado e sobre diamictito maciço, tabular acanalado. Já os conglomerados inversa e normalmente gradacionais podem ser observados em camadas sucessivas, num mesmo afloramento.

7.2.2. Arenito

1. Arenito maciço, tabular ou acanalado com clastos dispersos

O arenito varia de fino a médio, sob a forma de camadas tabulares, de espessura variável, de 3 m ou mais, como o que ocorre nas redondezas de José Boiteux

Fig. 18: Conglomerado desorganizado (C1) (Barragem Norte, Barra do Dollmann, Perfil 20).

Fig. 19: Conglomerados inversa a normalmente gradacional (C2), e normalmente gradacional (C3) (acima do martelo). (Barragem Norte, Barra do Dollmann, Perfil 20.)

(Fig. 20, Perfil 20), ou de lobos lenticulares acanalados (Fig. 21), superpostos, às vezes coalescidos, com espessuras variando de 20 a 50 cm (afloramentos próximos a Dona Ema, Perfil 9), até ao redor de 1,5 m (afloramento da BR-470, nos arredores de Rio do Sul, Perfil 11, e próximos a Lontras, Perfil 11).

Os contatos são normalmente bruscos e planos, entre as camadas tabulares, e bruscos, acompanhando a geometria das camadas, entre os lobos acanalados (Figs. 20 e 21). Tanto os arenitos tabulares como os acanalados podem conter, em sua base, turboglifos ("flute marks") e também ("groove marks"). (BATES & JACKSON, 1987; COLLINSON & THOMPSON, 1989; CONYBEARE & CROOK, 1968; FAIRBRIDGE & BOURGEOIS, 1978; MENDES, 1984.).

De aspecto geral maciço, o arenito apresenta, internamente, laminação, principalmente horizontal, irregular, interrompida, ou formando dobras estiradas, centimétricas a decimétricas, por vezes recumbentes. Localmente, ocorre estratificação cruzada tangencial decimétrica, porém deformada. Essas estruturas estão belissimamente expostas, em afloramentos de rochas frescas, na pedreira da Barragem Norte, em Barra do Dollmann (Figs. 22 e 23, Perfil 20). Note-se a presença de clastos caídos (Fig. 22).

Notável ainda é a ocorrência de estruturas de escape de água, sob a forma de canais irregulares preenchidos por arenito de fluidificação ("pillars": LOWE, 1975), verticais ou oblíquas, com formas sinuosas a onduladas, desenvolvidas em zonas de fraqueza, truncando flancos de sinclinais e anticlinais nas zonas deformadas (Figs. 24 e 25).

Estruturas tipo "pratos" ("dishes"), pouco côncavas, foram também observadas em afloramento situado na BR-470, entre as cidades de Rio do Sul e Agronômica (Fig. 26, Perfil 11).

Também dignas de nota são estruturas métricas "em almofada" (Fig. 27), visíveis em afloramento localizado cerca de 10 km a leste de Lontras, em direção a Presidente Nereu (Perfil 12), de arenito fino, esbranquiçado, com aspecto maciço, sobre siltito arenoso, mais fino, cinza. O siltito escuro engloba "bolas" ou pseudo-nódulos do arenito fino, e mostra filmes e lâminas deformadas e dobradas de forma até recumbente, compostas por arenito fino em seu interior (Figs. 28 e 29). As camadas apresentam contatos bruscos irregulares, cujo aspecto é dado pelas próprias estruturas almofadadas (Fig. 27). Tais feições são observadas também a cerca de 5 km de Rio do Sul, rumo a Ituporanga (Perfil 3).

2. Arenito com estratificação gradacional

O arenito forma camadas tabulares, de decímetros a até em torno de 3 m de espessura, com grande continuidade lateral, mostrando normalmente os horizontes Ta,b,c de BOUMA (1962 e 1985).

Exposições belíssimas ocorrem a cerca de 8 km de Rio do Sul (Fig. 30),

Fig. 20: Arenito maciço, tabular, com clastos dispersos (proximidades de José Boiteux, em direção a Dalbérpia, Perfil 20).

Fig. 21: Arenito maciço, acanalado, com clastos dispersos (afloramento próximo a Dona Ema, rumo a Presidente Getúlio, Perfil 9).

Fig. 22: Arenito maciço, tabular. Notar estratificação ou laminação irregular, interrompida ou formando dobras estiradas (seta), por vezes recumbentes, com clastos dispersos (CD) (Barragem Norte, Barra do Dollmann, Perfil 20).

Fig. 23: Arenito maciço, tabular, com clastos dispersos. Notar estratificação cruzada tangencial deformada (seta) (Barragem Norte, Barra do Dollmann), Perfil 20).

Fig. 24: Arenito maciço, tabular, com clastos dispersos. Notar estruturas de escape de água ("pillars"), por exemplo acima da cabeça do martelo, e estrutura difusa (parte inferior esquerda da figura), a partir de onde propagam-se os canais (Barragem Norte, Barra do Dollmann, Perfil 20).

Fig. 25: Pormenor da Fig. 24, mostrando um dos sistemas de canais (acima da cabeça do martelo, na Fig. 24).

Fig. 26: Arenito maciço, acanalado. Notar estruturas tipo "prato" pouco côncavo (afloramento da BR-470, entre Rio do Sul e Agronômica, Perfil 11).

Fig. 27: Arenito maciço, tabular, com clastos dispersos. Observar estruturas "em almofada" (seta) na base das camadas (cerca de 10 km a leste de Lontras, rumo a Presidente Nereu, Perfil 12).

Fig. 28: Arenito maciço, tabular, com nódulos de arenito fino e clastos dispersos imersos em siltito escuro (mesmo afloramento da Fig. 27, Perfil 12).

Fig. 29: Arenito maciço, tabular, mostrando internamente lâminas deformadas de arenito fino esbranquiçado, em meio a siltito escuro, com clastos dispersos (mesmo local das Figs. 27 e 28, Perfil 12).

Fig. 30: Arenito com estratificação gradacional, em camadas tabulares de até 3 m de espessura (cerca de 8 km de Rio do Sul, rumo a Ituporanga, Perfil 3).

rumo a Ituporanga (Perfil 3), e a 2 km de Dalbérzia, em direção a José Boiteux (Perfil 20). Localmente, notam-se marcas de sola retilíneas e contínuas, na base das camadas de arenito, que são caracteristicamente plano-paralelas.

Em alguns afloramentos, como, por exemplo, a cerca de 6 km de Dona Ema, em direção a Presidente Getúlio (Perfil 9), camadas de arenito da ordem de 1 m de espessura, intercaladas com folhelho negro contendo clastos dispersos, mostram a sequência completa de Bouma, além de marcas de sola retilíneas, contínuas, orientadas para sudeste e, a cerca de 15 km a sudeste de Lontras, rumo a Presidente Nereu (Perfil 12), ou ainda próximo a Dalbérzia (Perfil 20). Associadas a estas, ocorre também arenito turbidítico na forma de camadas menos espessas, milimétricas a centimétricas, eventualmente decimétricas, dentro do folhelho, com horizontes Tc-e ou Td-e de BOUMA (1962 e 1985).

3. Arenito caótico ("mélange")

Constitui-se (**Fig. 31**) de mistura de fragmentos centimétricos a decimétricos, subangulares a sub-arredondados, e/ou partes de camadas rompidas e dobradas, de arenito fino a médio, com zonas conglomeráticas de seixos centimétricos, e aspecto geral macroscopicamente maciço, o arenito eventualmente mostrando níveis com estratificação cruzada decimétrica deformada.

Esta facies ocorre sobreposta ao ritmo regular, na BR-470, próximo a Trombudo Central (**Fig. 32**, Perfil 11), ou então recobrimdo o folhelho escuro com ou sem clastos dispersos, como ocorre próximo a Vidal Ramos (Perfil 7).

Embora o contato inferior seja discordante e irregular, com truncamento dos estratos inferiores, não foram encontrados fragmentos das rochas subjacentes englobados na base dos arenitos caóticos.

4. Arenito fino, de estratificação horizontal e cruzada planar a tangencial

Constitui-se de arenito fino a médio, bem selecionado, com estratificação cruzada planar, métrica, a levemente tangencial, ou então com estratificação plano-paralela horizontal, pouco irregular (**Fig. 33**), muito bem expostos no Perfil 11, na estrada de acesso a Trombudo Central, a partir da BR-470.

Na estrada de acesso a Laurentino, a partir da BR-470 (Perfil 1), observam-se estratificação cruzada tangencial e laminação ondulada cavalgante (**Fig. 34**).

A facies ocorre normalmente associada ao ritmo regular de silte e argila, constituindo pelo menos dois horizontes distintos, na região de Trombudo Central.

Fig. 31: Arenito caótico, truncando obliquamente o ritmo regular (BR-470, próximo a Trombudo Central, Perfil 11).

Fig. 32: Pormenor do arenito caótico. Observar mistura de fragmentos e/ou partes de camadas rompidas, dobradas e sobredobradas, de arenito com zonas conglomeráticas (mesmo local da Fig. 31, Perfil 11).

Fig. 33: Arenito de estratificação horizontal e cruzada planar a tangencial (próximo à ponte sobre o Rio Trombudo, Trombudo Central, Perfil 11).

Fig. 34: Mesmo arenito da Fig. 33, mostrando estratificação cruzada tangencial e laminação ondulada cavalgante (proximidades de Laurentino, Perfil 1).

7.2.3. Folhelho

1. Folhelho negro, laminado ou "maciço"

Trata-se de folhelho argiloso, escuro, com aspecto maciço, ou laminação submilimétrica a milimétrica, plano-paralela, horizontal, incipiente, sem ou com raríssimos clastos dispersos (**Fig. 35**). Concreções carbonáticas epigenéticas, centimétricas a decimétricas, são relativamente comuns, incluindo algumas revestidas externamente por estruturas *cone-in-cone*, silicificadas (Perfil 11, próximo a Lontras, e no Perfil 9, próximo a Dalbérgia). Este folhelho pode ocorrer em contato com qualquer tipo de rocha da "depressão" de Rio do Sul, sendo, portanto, o sedimento característico do ambiente "normal" da sub-bacia.

2. Folhelho negro, laminado ou "maciço", com clastos dispersos

Esta facies é litologicamente análoga à anterior, com laminação submilimétrica a milimétrica, plano-paralela, horizontal, incipiente, contendo clastos isolados dispersos, desde milimétricos a decimétricos, eventualmente métricos (**Fig. 36**), às vezes em grande quantidade. Em alguns afloramentos inclui concreções carbonáticas epigenéticas, discóides, silicificadas, até métricas em diâmetro, e centimétricas a decimétricas em espessura (Perfil 9, próximo a Dalbérgia).

Ocorre em contato brusco com o diamictito maciço, compactado, ou estratificado, na base das seções medidas, geralmente atingindo espessuras de alguns metros, passando gradacionalmente à Facies Folhelho negro, laminado ou "maciço".

3. Folhelho negro, intercalado com arenito gradacional

Como nos casos anteriores, o folhelho tem aspecto maciço ou apresenta laminação incipiente, milimétrica a submilimétrica, plano-paralela.

Ocorre a partir de cerca de 30 a 50 metros, acima do contato com o embasamento. Intercalam-se nele lâminas e camadas centimétricas de arenito muito fino (**Fig. 37**), exibindo, normalmente, o conjunto Tc-e de Bouma (BOUMA, 1962; 1985), e marcas de sola contínuas, retilíneas ("groove marks"; CONYBEARE & CROOK, 1968; FAIRBRIDGE & BOURGEOIS, 1978; BATES & JACKSON, 1987; COLLINSON & THOMPSON, 1989), passando por transição a argillito, no topo da camada.

O aumento gradual, ascendente, da frequência das intercalações resulta em um aspecto rítmico da rocha (**Fig. 38**). A partir de uma certa altura, ocorre uma reversão do processo, retornando-se às condições de sedimentação predominante do folhelho negro, laminado ou "maciço". Ocorre de modo generalizado na sub-bacia de Rio do Sul.

Fig. 35: Folhelho negro, laminado ou "maciço" (proximidades de Vidal Ramos, Perfil 15).

Fig. 36: Folhelho negro, laminado ou "maciço", com clastos dispersos (afloramento próximo a Barra do Dollmann, Perfil 20).

Fig. 37: Folhelho negro intercalado com arenito gradacional (**setas**) (afloramento próximo a Rio d'Oeste, Perfil 1).

Fig. 38: Folhelho negro intercalado com arenito gradacional, de aspecto rítmico (próximo a Vidal Ramos, Perfil 15).

4. Folhelho negro, intercalado com arenito gradacional, com clastos dispersos

Em termos litológicos, esta facies é idêntica à facies anterior, diferindo única e exclusivamente pela presença de clastos dispersos no folhelho. Entretanto, pode exibir horizontes métricos compostos por rochas do próprio conjunto litológico (folhelho/arenito gradacional), escorregados, contendo dobras recumbentes sugerindo movimento, ao longo de talude, para S-SW, como por exemplo a 100 m do centro de Presidente Getúlio, em direção a Dona Ema (**Fig. 39**). Da mesma forma que na facies anterior, pode ser observada em todas as seções da área da pesquisa.

7.2.4. Arenito muito fino/folhelho siltico: Interlaminado

Este conjunto sedimentar ocorre na parte superior da Formação Rio do Sul, sob a forma de pacote espesso variando, normalmente, de 5 a 90 m, junto ao contato com o Membro Triunfo da Formação Rio Bonito. Com base nas características litológicas e estruturas sedimentares, três facies podem ser reconhecidas, correspondentes às partes inferior, média e superior da unidade.

1. Interlaminado inferior

A facies interlaminado inferior é caracteristicamente mais argilosa e consiste de folhelho siltico escuro, com lâminas claras, plano-paralelas horizontais, milimétricas a centimétricas, de arenito fino e/ou siltito. O contato inferior das lâminas silticas sobre a argila é geralmente brusco, enquanto que o contato superior tende a ser gradacional. Internamente às lâminas de arenito fino/siltito, observa-se tênue gradação da base para o topo.

A laminação, pouco notável por ser relativamente fina (**Fig. 40**), é plana, localmente com baixo ângulo de inclinação. Lateralmente, as lâminas silticas podem persistir por vários metros, variando em espessura, de 1 a 3 mm, tendendo a desenvolver estrutura do tipo inchamento e adelgaçamento ("swell and pinch"). As características da rocha, verificadas em afloramento próximo a Trombudo Central, rumo a Braço do Trombudo (Perfil 11), e entre Rio d'Oeste e Laurentino (Perfil 1), são muito semelhantes às descritas por RAAF et al. (1977), em sedimentos marinhos rasos do Carbonífero inferior, de County Cork, na Irlanda.

Pouco mais acima, nota-se uma tendência de espessamento das lâminas silticas e predominância de arenitos finos, bem como de uma lenticularidade e desenvolvimento de laminação cruzada, embora a laminação plano-paralela horizontal continue a predominar.

Em pelo menos dois afloramentos, um próximo a Trombudo Central (Perfil

Fig. 39: Folhelho negro intercalado com arenito gradacional, com clastos dispersos (seta); ocorrem alguns horizontes contendo dobras de escorregamento recumbentes, como na altura do martelo (saída de Presidente Getúlio em direção a Dona Ema, Perfil 9).

Fig. 40: Pormenor da facies interlaminação inferior, mostrando laminação horizontal com tendência gradacional (G) e estrutura tipo inchamento (I) e adelgaçamento (A) ("swell and pinch"). (Entre Braço do Trombudo e Trombudo Central, Perfil 11.)

11), outro na subida da Serra das Canoas, junto a Rio do Sul (Perfil 6), verifica-se, vez por outra, a presença de estratificação cruzada tipo "hummocky", de comprimento métrico (**Fig. 41**). Pistas de invertebrados foram observadas nas superfícies do folhelho síltico.

2. Interlaminado intermediário

A facies interlaminado intermediário consiste de intercalação de siltito exibindo laminação plano-paralela horizontal, com arenito fino, com estruturas sedimentares indicativas de ambiente mais energético, sugerindo alternância de processos sedimentares de suspensão e tração.

As interlaminas podem se apresentar plano-paralelas horizontais e com aspecto listrado, porém, a lenticularidade, bem como o acamamento ondulado prevalecem fortemente (**Fig. 42**).

As estruturas sedimentares observadas incluem: a) alternância ou ciclismo de sedimentos laminados mais finos (siltito) e mais grosso (arenito fino); b) laminação plano-paralela horizontal; c) laminação cruzada; d) unidirecionalidade de correntes; e) laminação lenticular a lenticular conectada (**Fig. 41**); f) laminação ondulada; g) laminação cruzada sigmoidal; h) raros clastos caídos (**Fig. 43**); i) raras pistas de invertebrados.

Um afloramento excepcional de rochas representativas desta facies está localizado na Pedreira de Rio d'Oeste (Perfil 1).

3. Interlaminado superior

A facies interlaminado superior, da mesma forma que a anterior, consiste de interlaminação de siltito contendo laminação plano-paralela horizontal menos frequente, e arenito fino com estruturas sedimentares indicativas de ambiente mais energético, mostrando, igualmente, alternância de processos sedimentares de suspensão e tração. Entretanto, a quantidade de arenito é superior à de siltito (**Figs. 44-46**).

As estruturas sedimentares presentes são as seguintes: a) alternância ou ciclismo de sedimentos laminados mais finos (siltito) e mais grossos (arenito fino); b) laminação plano-paralela horizontal; c) laminação cruzada; d) bidirecionalidade e/ou unidirecionalidade vetorial de correntes; e) laminação lenticular a lenticular conectada; f) laminação ondulada; g) laminação flaser; h) truncamento causado por retrabalhamento por ondas (**Figs. 44-46**); i) fendas de sinérese, deformadas (**Figs. 44-46**); j) icnofósseis sob a forma de escavações do tipo estrutura de escape de organismos, algumas delas com forma "de U" ou "de V", verticais e/ou inclinadas (**Figs. 44-46**).

A ocorrência mais importante desta facies verifica-se na Pedreira Canoa Quebrada (Perfil 1).

Fig. 41: Facies interlaminado inferior; junto ao martelo (linhas tracejadas) ocorre estrutura tipo "hummocky" (mesma localidade da Fig. 39, Perfil 11).

Fig. 42: Facies interlaminado intermediário, com laminação horizontal, aspecto listrado e predominância de acamamento lenticular e ondulado (Pedreira de Rio d'Oeste, Perfil 1).

Fig. 43: Facies Interlaminado Intermediário. Notar laminação horizontal, aspecto listrado, acamamento lenticular e ondulado, e clasto caído (Pedreira de Rio d'Oeste, Perfil 1).

Fig. 44: Facies Interlaminado superior. Note-se o aspecto cíclico formado pela alternância de siltito e arenito fino, com predominância deste último; laminação cruzada, laminação ondulada, estruturas de retrabalhamento por ondas, e fendas de sinérese (Pedreira Canoa Quebrada, cerca de 10 km a noroeste de Rio d'Oeste, Perfil 1).

Fig. 45: Facies interlaminado superior com fendas de sinérese (Pedreira Canoa Quebrada, Perfil 1).

Fig. 46: Facies interlaminado superior. Notar estruturas de truncamento por ondas, e fendas de sinérese (Pedreira Canoa Quebrada, Perfil 1).

7.2.5. Diamictito

1. *Diamictito maciço, compactado*

Trata-se de rocha mal selecionada, formada de matriz silto-argilosa, com clastos milimétricos a decimétricos, de composição predominantemente quartzítica e granítica, arredondados a subarredondados, frequentemente facetados e/ou estriados, dispersos, no geral caoticamente, "flutuando" na matriz.

A rocha, extremamente compactada e de aspecto geral maciço, forma corpos delgados e descontínuos, com espessura variando de 2 a 60 cm (**Fig. 47**), raramente excedendo 1 m, não ultrapassando dezenas de metros de extensão lateral. A **Fig. 48** mostra o diamictito maciço, compactado, firmemente comprimido sobre superfície plana, afetando o embasamento, cortado por falhas inversas subhorizontais a oblíquas. Comumente, a rocha ocorre prensada em irregularidades do embasamento, na maioria das vezes formado por xistos, gnaisses e granitóides (**Fig. 49**) do Grupo Brusque (Proterozóico) ou raramente (**Fig. 50**) metassedimentos do Grupo Itajaí (Eopaleozóico).

O diamictito é extensivamente distribuído na área, ao longo do contato com o embasamento.

Embora de aspecto megascopicamente maciço, algumas estruturas são de ocorrência comum no diamictito. Na sua parte inferior, junto ao contato com o embasamento, podem ocorrer: a) uma foliação fina, ondulada e descontínua, subparalela, que confere um aspecto físsil ou laminado à rocha (**Fig. 51**); b) pseudo-estratificação com camadas centimétricas a decimétricas (**Fig. 47**); c) foliação, adjacente ao substrato, com "slickensides" de lineação paralela às estrias sobre o embasamento; d) pequenas falhas inversas subparalelas oblíquas, e subverticais à superfície do embasamento (**Fig. 52**). Na parte superior (**Fig. 53**), o diamictito exhibe uma orientação preferencial, subparalela, dos clastos, com eixo maior (a) paralelo ou subparalelo às estrias do embasamento, ou com disposição variável, acompanhando irregularidades do substrato.

Localmente, por exemplo, próximo a Ascurra (Perfil 10), clastos de até 50 cm de diâmetro máximo, concentrados junto à base do diamictito (**Fig. 54**), sobrepõem-se parcialmente, segundo o seu eixo maior (a), assumindo disposição imbricada na direção N63°W, coincidentemente com a orientação das estrias sobre o embasamento. Neste caso, a foliação do diamictito encontra-se deformada, encurvando-se para cima, acompanhando a posição dos clastos.

Quase sem exceção, a superfície do embasamento sobre a qual se assenta o diamictito é alisada e polida, e atravessada por estrias finas (**Figs. 49, 55 e 56**). Em alguns casos ocorrem caneluras e sulcos rasos, longos (decimétricos), de largura centimétrica a decimétrica, paralelos entre si (**Figs. 47 e 52**). De ocorrência mais rara são as fraturas em

Fig. 47: Facies diamictito maciço, compactado (D1). Observar pseudo-estratificação ondulada, irregular, caneluras na base, na altura da mão direita do observador. O diamictito é sobreposto por folhelho laminado ou "maciço", com clastos dispersos (F2) (proximidades de Rodeio, Perfil 10).

Fig. 48: Facies diamictito maciço, compactado. Notar pseudo-estratificação e estruturas glácio-tectônicas afetando o embasamento (+), abaixo do contato (próximo a Dalbérgia, Perfil 9).

Fig. 49: Superfície estriada de embasamento granítico, recoberta por diamictito maciço, compactado (canto superior direito, D1). (Próximo a Dalbérgia, Perfil 9.)

Fig. 50: Diabásio (nível da estrada) Intrusivo (D1) em metaconglomerado do Grupo Itajaí (M), recoberto por diamictito maciço, compactado (D1), diamictito estratificado (D2) e folhelho laminado ou "maciço", com clastos dispersos (F2). (Próximo à Praça Stoltenberg, entre Vidal Ramos e Presidente Nereu, Perfil 16.)

Fig. 51: Facies diamictito maciço, compactado (D1). Notar foliação fina, subparalela, com aspecto laminado, junto ao embasamento (E) estriado (proximidades de Vidal Ramos, Perfil 7).

Fig. 52: Facies diamictito maciço, compactado (D1). Notar falhas inversas subparalelas (FS) e oblíquas (FO) à superfície do substrato (S), caneluras (C) e estrias (E) à altura da mão esquerda do observador (próximo a Ascurra, Perfil 10).

Fig. 53: Orientação preferencial (**seta**) de clastos na parte superior do diamictito maciço, compactado, a cerca de 1 m do contato com o embasamento (próximo a Dalbérria, Perfil 9).

Fig. 54: Facies diamictito maciço, compactado (**D1**). Notar clastos em posição imbricada (**Ci**) junto ao contato com o embasamento (+). Observa-se também a foliação do diamictito encurvada para cima (linhas tracejadas), acompanhando a posição dos clastos (proximidades de Ascurra, Perfil 10).

Fig. 55: Superfície finamente estriada do embasamento cristalino. Notar, nos cantos superior direito e inferior esquerdo, fraturas em crescente (setas). (Próximo a Dalbérzia, Perfil 20.)

Fig. 56: Embasamento cristalino estriado, cortado por dique básico. Notar também fraturas em crescente (seta). (Próximo a Alfredo Wagner, Perfil 17.)

crescente (FLINT, 1971), desenvolvidas principalmente em rochas de textura granitóide mais fina, ricas em quartzo, ou sobre diques básicos que atravessam rochas do embasamento (ROCHA CAMPOS, et al., 1988). **(Figs. 55 e 56.)**

Uma outra feição associada a esta facies corresponde a depressão ou pequeno vale no embasamento, preenchido por sedimento, recoberto pelo diamictito maciço, compactado, verificada em corte da estrada entre Ascurra e a Fazenda Cristal (Perfil 10), a cerca de 14 km da primeira localidade **(Figs. 57 e 58).**

A cavidade, com forma de "U" aberto e assoalho irregular, tem aproximadamente 1,5 m de comprimento e 50 cm de profundidade. As limitações do afloramento não permitiram observar a forma tridimensional da estrutura.

O seu preenchimento consiste de conglomerado de matriz arenosa e aspecto geral maciço, com clastos variando de centimétricos a decimétricos, principalmente de granito e quartzito, angulosos a subarredondados, raramente estriados ou facetados, caoticamente dispersos na matriz. Embora atualmente intemperizada, é provável que a rocha tenha sido originalmente pouco compacta e friável.

O topo do conglomerado é truncado, ao longo de superfície ondulada de erosão, por camada de diamictito compacto, de cerca de 30-40 cm de espessura, que lateralmente recobre elevações do embasamento polido e estriado, dos dois lados da escavação. As estrias, orientadas de sudeste-noroeste, são aproximadamente normais ao plano do corte. Estas feições, contudo, não foram verificadas no assoalho da escavação.

2. Diamictito estratificado

Corresponde a diamictito com clastos milimétricos a decimétricos, arredondados a subarredondados, de composição variada, principalmente granitos e quartzitos, boa parte dos quais levemente alongados, vários deles facetados, raros observados com estrias, imersos em matriz silto-argilosa. Sua espessura é da ordem de 2-3 m **(Fig. 59).**

Internamente, os estratos exibem uma laminação mal definida **(Fig. 60)**, dada por variação textural ou intercalações centimétricas, alongadas e estiradas de silte e areia, ou pela orientação dos clastos, com eixo maior acompanhando os limites dos estratos, às vezes emergindo acima dos planos de estratificação.

O diamictito é encontrado recobrindo diretamente o embasamento ou em contato brusco sobre o diamictito maciço, compacto, ou associado lateralmente a este, e recobertos pelo folhelho negro com clastos dispersos. Formam corpos acanalados, preenchendo depressões entre bossas do embasamento, com espessura atenuando-se em direção às bordas, acompanhando a topografia do substrato **(Figs. 59 e 61)**, ou deformados por escorregamento, formando dobras recumbentes alongadas, decamétricas **(Fig. 62)**. Três

Fig. 57: Vale preenchido por sedimento, recoberto por diamictito maciço, compactado (D1). O conjunto é sobreposto por ritmito regular (R1). A seta mostra possível sulco (no retângulo) causado por arrasto de Iceberg (próximo a Ascurra, Perfil 10).

Fig. 58: Pormenor da Fig. 57. Notar maior angulosidade exibida pelos clastos inclusos no sedimento que preenche o pequeno vale (Perfil 10).

Fig. 59: Facies diamictito estratificado (vista geral). No canto inferior esquerdo, observa-se o embasamento (E) cristalino alterado, com velos de quartzo, encimado por diamictito maciço, compactado (D1). A seta aponta para superfície alisada e finamente estriada. O conjunto é sobreposto por diamictito estratificado (D2). O contato entre o diamictito maciço, compactado, e o diamictito estratificado não é observável (próximo a Boiteuxburgo, Perfil 14).

Fig. 60: Pormenor do diamictito estratificado. Notar laminação mal definida e orientação de clastos, acompanhando os limites dos estratos. O conjunto assenta-se sobre diamictito maciço, compactado (mesmo afloramento da Fig. 59, Perfil 14).

Fig. 61: Facies diamictito maciço, compactado (D1), assentado sobre embasamento cristalino estriado (E). Sobre põe-se a esta facies diamictito estratificado (D2) e folhelho laminado ou "maciço", com clastos dispersos (F2) (próximo a Alfredo Wagner, Perfil 17).

Fig. 62: Diamictito estratificado deformado por escorregamento, apresentando dobras recumbentes, alongadas, decamétricas (próximo a Vidal Ramos, Perfil 7).

ocorrências mais notáveis localizam-se junto a Boiteuxburgo (Perfil 14, **Fig. 59**) e na BR-282, próximo a Alfredo Wagner (Perfil 17, **Fig. 61**), e nas proximidades de Vidal Ramos (Perfil 7, **Fig. 62**).

3. Diamictito maciço, tabular ou acanalado

De aspecto geral macroscopicamente maciço, a rocha forma camadas tabulares decimétricas a decamétricas, e/ou em lobos de seção lenticular e aspecto acanalado, centimétricos a decimétricos, neste último caso superpostos e coalescidos (**Fig. 63**), que, em conjunto, podem formar corpos com espessuras superiores a 10 m, com raros a abundantes clastos, centimétricos a decimétricos, arredondados, e subangulares, alguns deles facetados e/ou estriados, sustentados por matriz silto-argilosa. O contato inferior é sempre brusco, enquanto o contato superior, eventualmente, pode ser transicional para folhelho negro, como ocorre, por exemplo, na estrada que liga Dona Ema a Witmarsum, a cerca de 3 km da primeira localidade.

Nas camadas tabulares, os clastos mostram-se normalmente sem orientação preferencial, a não ser nas camadas pouco espessas, decimétricas, como, por exemplo, próximo a Vidal Ramos (Perfil 7, **Fig. 64**). No caso dos lobos acanalados, pode ou não ocorrer orientação paralela aos planos de acamamento, como se observa na estrada que liga Presidente Getúlio a Dona Ema, próximo a esta última localidade (Perfil 9) e na Barragem Norte, onde sobrepõem-se a arenito liquefeito (**Fig. 65**).

Clastos emergentes acima do plano de estratificação foram observados nos lobos acanalados, no contato entre corpos sobrepostos (**Fig. 65**), e nos diamictitos tabulares decimétricos, aflorantes próximo a Vidal Ramos (Perfil 7, **Fig. 66**). Nesses casos, os clastos estão normalmente dispostos paralelamente ao contato.

7.2.6. Ritmito

Ritmito regular de silte e argila, de estratificação horizontal

O ritmito caracteriza-se por repetição cíclica de pares de litologias, com espessuras de 2-9 cm, constituído de camada mais espessa e clara de silte exibindo multilaminação, recoberto, em contato geralmente brusco, por lâmina de argila escura, delgada, de espessura mais ou menos constante, de 4-9 mm (**Fig. 67**). As camadas claras apresentam raras estruturas de tração, sob a forma de marcas onduladas de corrente, às vezes isoladas ("starved ripples").

O ritmito contém grande abundância de clastos caídos (**Fig. 68**), pelotas de

Fig. 63: Facies diamictito maciço acanalado. Notar lobos superpostos e amalgamados (Barragem Norte, Barra do Dollmann, Perfil 20).

Fig. 64: Facies diamictito maciço tabular. Observar camadas de espessura decimétrica, com orientação preferencial de clastos paralelamente ao acamamento (próximo a Vidal Ramos, Perfil 7).

Fig. 65: Diamictito maciço acanalado (D3) sobre arenito liquefeito (A1). Observar clastos emergentes em superfícies de lobos (círculos); alinhamento preferencial dos clastos no diamictito, paralelo aos limites dos lobos (setas e círculos) (Barragem Norte, Barra do Dollmann, Perfil 20).

Fig. 66: Clastos emergentes na superfície de plano de acamamento de diamictito tabular decimétrico (próximo a Vidal Ramos, Perfil 7).

Fig. 67: Vista geral de afloramento de ritmito regular (Pedreira Itaú, próximo a Trombudo Central, Perfil 11).

Fig. 68: Matacão caldo. Notar corrugações no ritmito em torno do clasto (*setas*). (Pedreira da Central Sul de Mineração Ltda, próximo a Trombudo Central, Perfil 11.)

argila escura, montículos e lentes de sedimentos areno-silto-argilosos, dispersos de forma irregular nas camadas claras, concentrações de detritos grossos no interior das camadas claras, lenticulares, associadas a sulcos, sinuosos e rasos, desenvolvidos sobre os planos de acamamento (**Figs. 69 e 70**), conforme descrevem SANTOS et al., 1992).

Em algumas seções, intercalações de folhelhos negros marinhos foram constatados entre pacotes do ritmito (**Fig. 71**), além de arenitos com aspecto interno caótico (**Figs. 31 e 32**) e diamictitos com aparência maciça, tabulares, com matriz silto-arenosa, deformados, como pode ser extensivamente verificado no Perfil 11, entre Trombudo Central e Vila Teodoro, e nas margens do rio Trombudo, na área da Indústria Lorenz.

Na altura do km 158 da BR-470, entre Trombudo Central e Agronômica (Perfil 11), em afloramento clássico descrito por GRAVENOR & ROCHA CAMPOS, 1983), o ritmito é truncado, ao longo de superfície de erosão oblíqua, por massa de aspecto caótico, constituída por arenitos finos e conglomerados, correspondente à facies arenito caótico (**Figs. 31 e 32**).

Neste afloramento também estão presentes, no ritmito, corrugações intraformacionais, sob a forma de dobras recumbentes e isoclinais, englobando apenas um número limitado de camadas/lâminas, não se estendendo ao longo da sucessão completa observável (**Fig. 72**). Regionalmente, o conjunto é recoberto pelo folhelho negro.

A superfície das lâminas argilosas escuras do ritmito exhibe frequentemente pistas de invertebrados. Uma palinoflora relativamente diversificada, consistindo de gimnospermas e pteridófitas, além de corpos algais atribuídos a *Botryococcus*, foram identificados por MARQUES-TOIGO et al. (1989) em ritmitos da área de Trombudo Central.

Lages constituídas pelo ritmito da região de Trombudo Central são utilizadas na pavimentação de estradas, na construção de muros e residências (**Fig. 73**).

Outros afloramentos de ritmito foram registrados próximo a Ascurra (Perfil 10, **Fig. 74**), onde assentam-se diretamente sobre o diamictito compactado, sendo recoberto, por transição, por folhelho negro com clastos dispersos.

A transição para o folhelho dá-se algumas dezenas de metros adiante do afloramento, onde ocorre o ritmito regular sobre o diamictito maciço compactado, em situação topograficamente mais alta. Neste local o ritmito regular passa a uma rocha que, embora de aspecto rítmico, não exhibe caráter regular. As camadas de siltito, por exemplo, não são constantes em espessura (**Fig. 75**).

Outro fato interessante é a presença de estruturas sob a forma de grandes ondulações, métricas, como pode ser observado na **Fig. 76**.

Em alguns horizontes, nota-se tendência gradacional dos arenitos finos para o siltito.

Foram ainda observadas lentes decimétricas em comprimento e centimétricas em espessura, formadas por arenito fino, sem estruturas sedimentares internas bem definidas (**Figs. 75 e 76**).

Fig. 69: Sulco (S) de arrasto de iceberg sobre ritmito regular (Pedreira da Central Sul de Mineração Ltda, próximo a Trombudo Central, Perfil 11).

Fig. 70: Corte transversal de sulco de arrasto de iceberg. Observar forma de fundo plano, pequenas falhas reversas e dobras falhadas, que mergulham para fora ou em direção ao centro das estruturas (Pedreira da Central Sul de Mineração Ltda, próximo a Trombudo Central, Perfil 11). (SANTOS et al., 1992.)

Fig. 71: Passagem transicional do ritmo regular (R1) para folhelho laminado ou "maciço" (F1). (Vila Teodoro, próximo a Trombudo Central, Perfil 11.)

Fig. 72: Dobras intraformacionais (recumbentes e isoclinais) no ritmo regular (BR-470, entre Trombudo Central e Agrônômica, Perfil 11).

Fig. 73: Utilização do ritmo regular na construção de muros e de residências. Notar marcas onduladas nas paredes da casa (próximo a Trombudo Central, Perfil 11).

Fig. 74: Ritmito regular (R1) (a partir da base do martelo) sobre diamictito maciço, compactado (D1).
(Próximo a Ascurra, Perfil 10.)

Fig. 75: Siltito intercalado com arenito fino, de aspecto rítmico. Notar a presença de lentes de arenito fino acima, abaixo e à direita do facão (pontilhado). (Próximo a Ascurra, Perfil 10.)

Fig. 76: Siltito intercalado com arenito fino. Notar ondulações métricas (linhas tracejadas). (Mesmo afloramento da Fig. 75, Perfil 10.)

7.3. Interpretação

7.3.1. Conglomerado

1. Conglomerado desorganizado

Os conglomerados de estrutura desorganizada e aspecto geral maciço, parecem corresponder, predominantemente, a depósitos proximais de canal de alimentação (WALKER, 1978; SIEMERS & TILLMAN, 1981) de leque submarino, acomodados em área de início de talude, desembocando na parte superior do leque ("upper fan"), como é ilustrado na **Fig. 77**. Corresponderiam, possivelmente aos "rock fall deposits" descritos por DOTT JR. (1963), NARDIN et al. (1979), STOW (1986) e EINSELE (1991).

WALKER (1975) considera que a natureza desorganizada dos depósitos, incluindo clastos de grandes dimensões, sugere deposição rápida, sobre encosta de inclinação relativamente forte, sob a forma de depósitos residuais.

2. Conglomerado inversa a normalmente gradacional

Conglomerados desta facies foram depositados através de correntes de turbidez de alta densidade ("gravelly, high density turbidity currents"), conforme definidos por LOWE (1982), sendo o modelo utilizado fundamentado em WALKER (1975, 1977 e 1978) e LOWE (1982).

Areias grossas e conglomerados finos, com grãos menores que 6 cm, em suspensão concentrada, podem ser suportados pela combinação de efeitos de turbulência, assentamento relativamente lento, controlado por sua própria concentração, e a flutuação relativa decorrente da presença de mistura intersticial de água e sedimentos mais finos.

Conglomerados contendo clastos maiores, na faixa aproximada de 6 a 25 cm, com concentrações de clastos entre 20 a 30%, podem ser suportados pelos mesmos efeitos combinados, adicionados de pressão dispersiva resultante da colisão dos clastos, sendo que, neste caso, o efeito de flutuação estaria relacionado à presença de matriz mais grossa.

Como os efeitos de assentamento, pressão dispersiva e flutuação são relacionados diretamente à concentração de clastos, os sedimentos mencionados acima são provavelmente transportados em quantidades relativamente grandes, apenas em fluxos concentrados, tendendo a se depositar rapidamente (LOWE, 1982), logo que a sedimentação se inicia e a concentração de partículas diminui.

Em fluxos sedimentares de alta densidade, constituídos por sedimentos mais

Fig. 77: Modelo de leque submarino (WALKER, 1978). D-B = facies conglomerado desorganizado.

grossos que areia média, o mecanismo de suspensão depende da concentração de partículas, enquanto que em fluxos de baixa densidade, os grãos são suportados individualmente apenas pela turbulência (LOWE, 1982).

Em sua maioria, os conglomerados, são provavelmente transportados junto ao substrato, onde formam horizonte altamente concentrado, denominado "tapete de tração" (WALKER, 1975 e 1977; AALTO, 1976; LOWE, 1982), e em suspensão, na parte inferior do fluxo turbulento (LOWE, 1982, Figura 11).

A deposição do conglomerado ocorre quase instantaneamente, a partir do momento em que a velocidade de fluxo cai abaixo daquela necessária para manter a pressão dispersiva no domínio do "tapete de tração", ocorrendo, então, a parada ou congelamento ("freezing") do mesmo, com imediata sedimentação do conglomerado mais grosso que possa estar em suspensão (WALKER, 1975 e 1977).

O depósito resultante inclui geralmente uma camada de "tapete de tração" basal, de gradação inversa, seguida de uma unidade sedimentar de suspensão normalmente gradacional (LOWE, 1982, Figura 11).

Esta sequência corresponderia à facies conglomerática inversa a normalmente gradada de WALKER (1975 e 1977), e às camadas conglomeráticas basais I, II e III descritas por AALTO (1976) em ambiente proximal, na parte superior de leque submarino ("upper-fan"), na Formação Franciscana (Jurássico) no norte da Califórnia.

3. Conglomerado normalmente gradacional

Embora depositados através dos mesmos processos característicos da facies anteriormente descrita, desenvolvem-se mais adiante, talude abaixo, rumo à parte mais distal alcançada pela sedimentação conglomerática.

Nesta situação, a extrema instabilidade do fluxo resulta em sedimentação de suspensão direta do cascalho, sem desenvolvimento de "tapete de tração". Neste caso, o depósito consiste de uma camada basal de conglomerado, normalmente gradacional, representando a facies conglomerática gradacional de WALKER (1979 e 1992).

Considerando as duas facies com características gradacionais discutidas acima (2 e 3), depreende WALKER (1975) que os conglomerados apresentando as estruturas inversa a normalmente gradacionais, e normalmente gradacionais, evoluem do primeiro, mais proximal, para o segundo, mais distal, podendo exibir, mais adiante, no interior da bacia de sedimentação, a sequência de Bouma (LOWE, 1982, Figura 12).

WALKER (1975) não concorda com a utilização desse modelo em sedimentos nos quais estejam ausentes folhelhos intercalados, considerando a sequência de Bouma como restrita a turbiditos clássicos. Entretanto, o autor considera que não deve existir transição entre as facies estruturalmente desorganizado, ainda mais proximais, e as que

apresentam gradação. A confirmação ou negação dessa hipótese necessitaria da existência de afloramentos contínuos.

Levando-se em conta a premissa de WALKER (1975) de que os conglomerados desorganizados constituem depósitos residuais, mais localizados, acreditamos ser razoável imaginar, em situações normais, sua passagem brusca para depósitos gradacionais. A **Fig. 77** mostra a distribuição espacial desses depósitos.

Por outro lado, pensamos ser questionável a não aceitação, por WALKER (1975), da aplicação do modelo de Bouma para os conglomerados normalmente gradacionais.

Como pode ser observado na **Fig. 19**, os conglomerados normalmente gradacionais passam a arenito grosso, com tendência a se tornarem mais finos, distalmente, e com estruturas similares às da sequência de Bouma. O fato de não ocorrerem folhelhos intercalados, poderia decorrer, ao nosso ver, da proximidade da fonte dos conglomerados, que, conforme mencionado, recorrem ("surging flows" de LOWE, 1982, Figura 11), não havendo, talvez, tempo hábil para a sedimentação de camadas significativas de folhelhos.

7.3.2. Arenito

1. Arenito maciço, tabular ou acanalado com clastos dispersos

Arenitos com as características descritas nesta facies, são considerados como transportados através de fluxos gravitacionais de massa, provavelmente na forma de suspensão laminar de alta densidade, que caracterizam fluxos liquefeitos (LOWE, 1982), com localização preferencial na parte intermediária de leque submarino ("middle-fan", ou "suprafan"), conforme **Fig. 77**.

A geometria das camadas sugere fluxos não confinados para as camadas tabulares, e fluxos canalizados, originando os lobos acanalados (WALKER, 1978, Figura 18). Os lobos acanalados são normalmente de menor dimensão e podem manter o seu curso ou mudá-lo lateralmente, resultando em sobreposição e colmatação dos corpos (WALKER, 1978, Figura 18).

Segundo LOWE (1976 e 1979), o caráter laminar dos fluxos liquefeitos, responsáveis pela deposição de arenitos finos e siltitos arenosos, com aspecto maciço, ou mostrando estruturas de escape de água, torna-os potencialmente móveis por longas distâncias. Essa característica explicaria a continuidade dessa facies por cerca de 20 km, na área de Rio do Sul.

A ausência generalizada de estruturas sedimentares resultantes de transporte e deposição através de mecanismos de tração ou correntes subaquáticas, a espessura regular

e forma das camadas sedimentares, e a superposição direta de unidades areníticas bem selecionadas, sem gradação, alternando-se com camadas lamíticas, apoiam a idéia de origem por fluxos liquefeitos (LOWE, 1976).

Estratificação cruzada deformada, observada localmente (**Fig. 23**) é interpretada como originalmente desenvolvida em condições flúvio-glaciais e preservadas em blocos mais coesos, durante a ressedimentação.

A deformação varia desde pouco intensa, chegando à total homogeneização da estrutura da rocha. Esta situação coincide com as idéias de LOWE (1975), de que as estruturas podem ser parcialmente preservadas, no caso dos sedimentos liquefeitos, ao contrário do caso da fluidificação.

Marcas de sola observadas, principalmente nos afloramentos recentemente surgidos com a construção da Barragem Norte, em Barra do Dollmann (Perfil 20), confirmam o caráter pelo menos paracialmente erosivo dos fluxos liquefeitos, conforme admitem BJERRUM (1971) e LOWE (1976).

Estruturas internas, tais como lâminas sub-horizontais, irregulares, interrompidas lateralmente, deformadas, formando dobras estiradas, por vezes recumbentes, resultam de cisalhamento sindeposicional (NARDIN et al., 1979) ou deformação hidroplástica, seguida ou acompanhada de liquefação parcial, afundamento de camadas superiores devido a instabilidades de densidade e escape de água na vertical (LOWE, 1976). A liquefação pode ainda ser pós-deposicional, causada por sobrecarga repentina (NARDIN, et al., 1979).

Estruturas de escape de água, sob a forma de canais verticais de fluidificação, desenvolvidas durante liquefação (**Figs. 24 e 25**), não associadas a flancos de estruturas em forma de pratos ("dish structures"), observadas em afloramentos dessas facies, correspondem aos pilares do tipo B de LOWE (1975), atribuídos por ele a uma grande variedade de condições, nas quais a velocidade local de escape de fluido supera aquela necessária para o desenvolvimento de fluidificação sedimentar mínima. Essas condições podem estar ligadas a zonas de alta permeabilidade, como, por exemplo, paralelamente à estratificação, permitindo, então, a formação de canais concordantes, horizontais ou com características próximas a este padrão. Canais verticais a fortemente inclinados, concordantes com regiões de fraqueza, paralelas aos eixos de anticlinais e/ou sinclinais, podem, entretanto, também desenvolver-se (LOWE, 1975, Figura 6c) bem como através de estratos cruzados (LOWE, 1975)..

As estruturas em forma de pratos encontradas em arenitos desta facies, em cortes da BR-470, entre Rio do Sul e Agrônômica (Perfil 11), exibindo concavidades pouco pronunciadas, são conhecidas como "flat dishes" ("prato raso" ou "prato achatado"), segundo LOWE & LO PICCOLO (1974). Esses autores consideram que a forma e a distribuição dessas feições são controladas por estruturas pré-existentes no sedimento. Desse modo, laminação plana, primária, poderia evoluir para estruturas em forma de pratos achatados, enquanto que

laminação cruzada cavalgante ("climbing ripple cross-lamination") daria origem a estruturas em forma de pratos fortemente côncavos (LOWE & LO PICCOLO (1974, Figura 12), limitados, em suas bordas, por abundantes canais verticais de fluidificação ("pillars").

LOWE & LO PICCOLO (1974) afirmam que nem estruturas em forma de pratos e nem os canais verticais fluidificados podem ser utilizados na dedução de processos de transporte ou deposição das camadas de areia que as contém, já que todas as camadas, exibindo essas estruturas, por eles examinadas, parecem ter sido depositadas por correntes. As estruturas em discussão, indicativas de escape de fluidos (LOWE & LO PICCOLO, 1974; LOWE, 1975), resultam da lavagem dos sedimentos mais finos, através dos poros inter-grãos, durante expulsão dos fluidos do sedimento em consolidação, e podem se desenvolver, também, durante a liquefação pós-deposicional do sedimento, comumente como resultado de sobrecarga repentina (NARDIN et al., 1979).

De qualquer forma, as estruturas em forma de pratos, bem como os canais verticais de fluidificação, por ocorrerem ligadas a depósitos originados por fluxos gravitacionais de massa, podem ser utilizados, em associação com outras feições, para diagnosticar processos deposicionais. No presente caso, indicariam que os arenitos tabulares e/ou em lobos acanalados corresponderiam a depósitos de fluxos sedimentares liquefeitos, subaquáticos. Esses arenitos, que caracterizam normalmente a parte intermediária do leque submarino ("mid-fan/suprafan"), correspondem aos arenitos maciços de WALKER (1986) e às facies arenosas, definidas por MUTTI & RICCI LUCCHI (1978).

WALKER (1978) considera os arenitos correspondentes a esta facies como potencialmente um dos melhores reservatórios de petróleo. Segundo o autor, os sedimentos apresentam granulação favorável, e a coalescência vertical e lateral dos canais propicia o desenvolvimento de extensos reservatórios areníticos, que podem ser selados por camadas de folhelho.

No caso da sub-bacia de Rio do Sul, tanto os arenitos em lobos acanalados coalescentes, como os tabulares, podem ocorrer em conjuntos delimitados, acima e abaixo, por folhelhos ou então, por diamictitos silto-argilosos, o que os colocaria em situação favorável como possíveis reservatórios.

Não obstante a possibilidade de tectonismo sinsedimentar na área, conforme anteriormente discutido (**Cap. 6**), os arenitos finos, de aspecto maciço, os arenitos "em almofada", aflorantes a cerca de 10 km a leste-sudeste de Lontras, em direção a Presidente Nereu, no Perfil 12 (**Fig. 27**), ou, então, a aproximadamente 5 km de Rio do Sul, rumo a Ituporanga (Perfil 3), são tidos, normalmente, como originados através de processo de fluxo gravitacional de massa, sendo suas estruturas atribuídas a efeito de sobrecarga sedimentar.

Algumas razões nos fazem descartar a possibilidade de choques sísmicos (ROEP & EVERTS, 1992) como agentes acionadores das correntes de turbidez na "depressão" de Rio do Sul, conforme descrevem os autores acima em depósitos de leques submarinos da

região de Alicante, na Espanha, baseando-se na presença de "pillow-beds". Em primeiro lugar, porque, no caso dos "sismitos" estudados por ROEP & EVERTS (1992), embora as camadas "em almofada" ("pillow-beds") apresentem tais estruturas internamente, com sedimentos plasticamente deformados na forma de bolas ou pseudo-nódulos sobrepostos, semelhantemente ao que ocorre na Formação Rio do sul, os seus contatos inferior e superior são essencialmente planos, e não irregulares, como no presente caso. Em segundo lugar, o próprio contexto sedimentar de leques submarinos, de águas relativamente profundas, dos depósitos estudados na "depressão" de Rio do Sul, permite supor que esses depósitos, tenham se desenvolvido através de processos sedimentares de fluxos gravitacionais de massa, associados à variação do nível do mar, não relacionados, portanto, a abalos sísmicos.

2. Arenito com estratificação gradacional

A estratificação gradacional mostrando, por vezes, a sequência completa de Bouma, porém, normalmente, exibindo apenas os horizontes Ta-c, que caracteriza os arenitos desta facies, coincide com a definição original de turbiditos, conforme os modelos desenvolvidos por BOUMA (1962) e WALKER (1965). Equivalem ainda aos turbiditos clássicos definidos por KUENEN & MIGLIORINI (1950), cujo modelo hidrodinâmico foi elaborado por MIDDLETON (1967 e 1970).

Depósitos miocênicos semelhantes, descritos por MUTTI & RICCI LUCCHI (1978) e RICCI LUCCHI (1985), na região dos Apeninos setentrionais, Itália, foram considerados equivalentes aos turbiditos proximais de WALKER (1967), e característicos da parte inferior de leque submarino. Cada lâmina ou camada dos turbiditos pode ser subdividida em um intervalo inferior gradacional e outro superior, laminado, já que, na maior parte das vezes, não é possível observar os horizontes B e D de Bouma (MUTTI & RICCI LUCCHI, 1978).

Segundo os autores, a subdivisão reflete duas fases sucessivas de deposição. A zona gradacional, basal, depositar-se-ia em massa, mais rapidamente, e sem efeitos de tração, correspondendo ao horizonte Ta de Bouma.

O "congelamento", ou a parada do movimento, conseqüente à expulsão de água da massa sedimentar, durante o fluxo, permitiria apenas assentamento vertical dos grãos, formando um intervalo gradacional. O horizonte laminado, por outra parte, resultaria de deposição menos rápida, permitindo a segregação horizontal dos grãos, como resultado de tração de fundo. O efeito seletivo, diminuiria gradualmente, com a evolução do movimento, a sedimentação contínua cessando, finalmente, com a deposição de pelitos homogêneos, no topo da unidade.

3. Arenito caótico ("mélange")

Sedimentos dessa facies foram inicialmente descritos por GRAVENOR & ROCHA CAMPOS (1983), em afloramentos situados ao longo da BR-470, próximo a Trombudo Central (Perfil 11) e interpretados como produtos de deslizamento subaquático. Neste local, os arenitos caóticos truncam as camadas e lâminas do varvito em ângulo de cerca de 15°. Esses autores descreveram o afloramento como incluindo uma mistura de grandes fragmentos de diamictito e outros sedimentos estratificados e não estratificados, apresentando contato inferior discordante sobre ritmitos.

Segundo eles o processo de deslizamento poderia gerar depósitos de fluxos de detritos em forma de camadas tabulares, ou ainda associarem-se a turbiditos, mais distalmente, talude abaixo.

Arenito caótico, mal selecionado, fino a grosso, conglomerático, apresentando pseudonódulos, bastante semelhante ao arenito aqui em discussão, descrito por AALTO (1976), no Jurássico da Califórnia foi interpretado como depositado em ambiente proximal, instalado na parte superior de leque submarino.

Os sedimentos caóticos da região de Vidal Ramos, distinguem-se dos aflorantes na BR-470 apenas por se superporem ao folhelho negro marinho com clastos dispersos, embora não tenha sido observado o contato entre os dois tipos de rocha.

A intercalação complexa entre massas/camadas de arenito fino, exibindo estratificação cruzada acanalada, e de arenito mal selecionado, conglomerático (**Fig. 32**), sugere que esses sedimentos originaram-se a partir de pilhas de depósitos glaciogênicos, acumulados à frente do gelo em retração (GRAVENOR & ROCHA CAMPOS, 1983), sob a forma de leques flúvio-glaciais subaquáticos.

Conforme documentado no afloramento de Vila Teodoro (**Fig. 71**), próximo a Trombudo Central, o ritmo regular é recoberto transicionalmente pelo folhelho negro marinho. Tendo em conta o modelo deposicional proposto para o ritmo regular (varvito) por SANTOS et al. (1992), pode-se supor o retorno da deposição marinha normal, possivelmente associada à variação do nível do mar. Esta, por sua vez, poderia ter favorecido a instabilidade dos depósitos proglaciais subaquáticos que fluíam talude abaixo, depositando-se, possivelmente, na parte superior de leque submarino.

Situação diversa ocorre, entretanto, no afloramento da BR-470 (**Figs. 31 e 32**), no qual o ritmo regular é recoberto diretamente pelo arenito caótico, ao longo de superfície erosiva truncante, inclinada.

As facies e relações estratigráficas sugerem, ao nosso ver, posição mais proximal da seção da BR-470 em relação à de Vila Teodoro. Alguns aspectos da história deposicional não estão, entretanto, totalmente claros.

Diversamente do ocorre no caso de fluxos coesivos de detritos, nos quais as

características da matriz resultam em deslocamento relativamente lento, talude abaixo, os arenitos caóticos, pela sua natureza não coesa, podem deslizar com maior energia e velocidade, e, desse modo, exercer uma ação erosiva mais intensa sobre o substrato. Estas circunstâncias poderiam, por exemplo, explicar a ausência de folhelho recobrimdo o ritmito. A aparente ausência de fragmentos de ritmito no arenito (**Fig. 31**) constitui, entretanto, argumento desfavorável a esta interpretação, a não ser que estes tenham sofrido cominuição durante o transporte e/ou sido levados "flutuando" na massa em deslocamento, talude abaixo.

4. Arenito fino, de estratificação horizontal e cruzada planar a tangencial

Incluem arenitos finos a médios que ocorrem associados aos varvitos. Corresponderiam a depósitos flúvio-deltáicos subaquáticos originados por degelo de frente glacial, acumulados marginalmente à bacia de deposição dos varvitos, sobre os quais se sobrepõem estratigraficamente.

As camadas contendo estratificação cruzada planar a tangencial corresponderiam a depósitos de frente deltáica ("foresets"), enquanto aquelas exibindo estratificação plano-paralela horizontal, bem como as laminações onduladas cavalgantes constituiriam as camadas de fundo ("bottomsets") do sistema deltáico.

JOPLING & WALKER (1968), estudando a morfologia e origem de laminações de migração de marcas onduladas, descrevem situação semelhante (JOPLING & WALKER, 1968, Figura 2), em depósitos pleistocênicos de Massachusetts, e COHEN (1979) demonstra as relações entre sedimentos deltáicos e glácio-lacustrinos, de idade weichseliana, no Lago Blessington, na Irlanda, mostrando similaridades com os sedimentos da área de Trombudo Central.

Na região de Trombudo Central, pelo menos dois ciclos sucessivos envolvendo progradação flúvio-deltáica subaquática, provavelmente associada a frente de geleira junto à margem da sub-bacia de Rio do Sul foram identificados. A influência glacial durante a sedimentação é atestada pela frequente presença de detritos liberados por icebergs (clastos caídos), em varvitos localizados na região de Trombudo Central, conforme descrito anteriormente.

7.3.3. Folhelho

1. Folhelho negro, laminado ou "maciço"

Os folhelhos negros aqui em discussão correspondem a depósitos subaquáticos de suspensão, provavelmente marinhos.

WETZEL (1991) atribui a cor negra imprimida a folhelhos, à presença de sulfetos de ferro finamente dispersos, e/ou a um conteúdo de matéria orgânica normalmente excedendo 0,2-0,5 %.

Referindo-se à laminação, o mesmo autor relaciona-a principalmente à formação e preservação de variações sedimentares primárias de pequena escala. As lâminas formam-se pela introdução cíclica de diferentes componentes ou compostos orgânicos, e os minerais de argila alinham-se paralelamente uns aos outros e à interface deposicional. Por outro lado, as lâminas são preservadas em razão dos baixos níveis de oxigênio na interface deposicional, que impedem o desenvolvimento de bioturbação. Normalmente, valores inferiores a 0,2 ml O₂/l, causam a ausência de organismos bentônicos.

A ausência generalizada de estruturas sedimentares de tração indica deposição abaixo do nível de influência das ondas normais (SELLEY, 1985).

Em termos da sedimentação marinha atual, o folhelho corresponderia aos depósitos da região de plataforma de lama, de ambiente de "offshore" (REINECK & SINGH, 1980).

O que diferencia esta rocha da facies seguinte, é basicamente a ausência de clastos caídos, mostrando um distanciamento maior da frente glacial em recuo.

2. Folhelho negro, laminado ou "maciço", com clastos dispersos

Da mesma forma que na facies anterior, os sedimentos desta facies, correspondem a depósitos subaquáticos de suspensão, provavelmente marinhos, associados, neste caso, a queda de detritos liberados por gelo flutuante, na forma de icebergs.

A presença de clastos caídos, é interpretada como evidência de influência glacial indireta. Correspondem à "associação sedimentar glaciomarinha distal", definida por BOULTON & DEINOUX (1981), ou ainda ao ambiente "glaciomarinho distal", conforme denominado por EYLES et al. (1985), em época de recuo glacial.

A inexistência de registro de sedimentos glácio-marinhos proximais, ligados ao recuo glacial na "depressão" de Rio do Sul encontra paralelo na descrição dos tilitos Mortensnes de Finnmark, (Proterozóico superior), discutidos por EDWARDS & FOYN (1981). Alegam os autores que a ausência de litofacies de características flúvio-glaciais, que deveriam ocorrer entre tilitos basais e folhelhos marinhos subjacentes com clastos caídos, poderia ser explicada pelo recuo muito rápido de uma margem glaciada, controlada por marés.

Uma hipótese semelhante é desenvolvida por ANDERSON et al. (1984) para explicar a ausência de facies de degelo ("melt-out") subglacial, proglacial, na área da plataforma continental do Mar de Ross, na Antártica, sugerindo rápido descolamento de lençol de gelo, acompanhando elevação do nível do mar.

Estas idéias coadunam-se perfeitamente com o modelo proposto no

presente trabalho para o caso da "depressão" de Rio do Sul, como será visto posteriormente (Item 8.2).

3. Folhelho negro, intercalado com arenito gradacional

Esta facies marca a incidência de turbiditos clássicos nas partes mais profundas da sub-bacia, abaixo do nível de influência de ondas normais e/ou de marés.

A comparação deste cenário com os descritos e discutidos por diversos autores referentes a leques submarinos de várias idades (SHANMUGAM & MOIOLA, 1985 e 1988; RICCI LUCCHI et al., 1985; McLEAN & HOWELL, 1985) levou-nos a interpretar os turbiditos finos, por vezes rítmicos (**Fig. 38**), observados ao longo de todas as seções examinadas, como correspondendo a turbiditos de franja de leques submarinos, confirmando idéia sugerida anteriormente por CASTRO (1988 e 1992).

4. Folhelho negro, intercalado com arenito gradacional, com clastos dispersos

A diferenciação desta facies em relação à anterior baseia-se na presença de clastos caídos (**Anexos 8, 10, e 11**, Perfís 7, 9 e 10) refletindo maior proximidade da frente glacial em retração, e a presença de icebergs liberando detritos no assoalho marinho.

7.3.4. Arenito muito fino/folhelho siltico: Interlaminado

1. Interlaminado inferior

A feição mais notável observada na parte inferior das seções localizadas nas proximidades de Trombudo Central (Perfil 11, **Anexo 12**), na estrada entre Rio d'Oeste e Laurentino (Perfil 1, **Anexo 2**), e na Serra das Canoas (Perfil 6, **Anexo 7**), é a alternância de folhelhos, indicativos de deposição sob condições de baixa energia, e arenitos finos/siltitos, característicos de sedimentação sob níveis relativamente mais altos de energia.

Os contatos gradacionais superiores das lâminas areno-sílticas sugerem assentamento de material em suspensão, notando-se que o possível retrabalhamento por processo de tração é subordinado.

Essas características apontam para deposição em ambiente bem abaixo do nível de base das ondas normais, onde, geralmente, acumula-se material argiloso. Neste tipo de ambiente, a deposição de areia está associada a condições episódicas anormais, conforme discute DOTT JR. (1983 e 1988).

RAAF. et al. (1977), estudando a sucessão sedimentar marinha rasa da

Formação Kinsale, Carbonífero inferior de County Cork, Irlanda, que em muito se assemelha aos sedimentos desta facies da Formação Rio do Sul, na "depressão" de Rio do Sul, descartam a hipótese de deposição através de correntes de turbidez, e interpretaram a origem dos sedimentos como decorrente de tempestades.

As estruturas "hummocky" identificadas próximo a Trombudo Central, entre Rio d'Oeste e Laurentino, e na Serra das Canoas seriam testemunhas da ocorrência pretérita de tempestades que teriam trazido areias e siltes em suspensão, que ao se assentarem no ambiente mais calmo, formariam as lâminas de arenito e siltito com laminação gradacional. Portanto, o assentamento do material em suspensão após tempestades, ao que tudo indica, seria o principal processo responsável pelas intercalações arenosas/sílticas, em ambiente correspondente a plataforma de lama (REINECK & SINGH, 1980), comparativamente às plataformas marinhas atuais, consideradas as devidas proporções, uma vez que nossa situação se refere a mar epicontinental, instalado em bacia intracratônica.

De acordo com RAAF et al. (1977), a cobertura relativamente rápida dos sedimentos arenosos, depositados após uma tempestade, por argila em suspensão na água, propiciaria a proteção necessária para evitar erosão em episódio subsequente.

2. Interlaminado intermediário

O conjunto de sedimentos e estruturas sedimentares da facies interlaminado intermediário evidenciando alternância de processos de tração e suspensão (**Figs. 40 e 41**), comparam-se com os do acamamento de maré ("tidal bedding"; REINECK & SINGH, 1980), tido como característico de partes inferiores de planícies de marés.

De particular importância é a ocorrência de laminação plano-paralela horizontal, cruzada, lenticular e ondulada, além do acamamento formado pela interlaminação de arenito fino e siltito. KLEIN (1971; 1972) considera sedimentos contendo essas feições como originados em planície de maré intermediária (KLEIN, 1971, Figura 1).

RAAF & BOERSMA (1971) enfatizam a bimodalidade vetorial das laminações e estratificações cruzadas como uma das feições diagnósticas mais importantes de depósitos de planícies de marés. Ao mesmo tempo, explicam que, em um intervalo isolado, a unimodalidade pode existir e, no caso de haver bimodalidade, sua frequência pode ser totalmente variável. É lícito concluir, portanto, que intervalos unimodais e bimodais podem ocorrer superpostos em qualquer ordem, tornando-se extremamente difícil estabelecer limites relativos à magnitude de intervalos com um ou outro tipo de estrutura, seja bidirecional ou unidirecional.

De acordo com KLEIN (1970), a orientação unimodal relaciona-se à fase construcional de fluxo de corrente de maré, em ambiente dominado por inundação (avanço da maré) ou vazante (recuo da maré). Em outras palavras, refere-se à migração durante apenas

uma das fases do ciclo de maré. BOERSMA & TERWINDT (1981) referem-se também à predominância de uma fase de maré sobre outra. No caso por eles estudado, no estuário Westerschelde, na Holanda, prevalece a fase de inundação (BOERSMA & TERWINDT, 1981, Figura 6), resultando no desenvolvimento de estratificação cruzada unidirecional. MACKENZIE (1975) também atribui sedimentos do Cretáceo inferior do Grupo Dakota, próximo a Denver, Colorado, apresentando correntes unidirecionais, a ambiente de marés.

A presença de laminação cruzada sigmoidal, na pedreira de Rio d'Oeste, representa um outro critério significativo na interpretação de depósitos de marés (TILLMAN, 1985; SHANLEY et al., 1992). Com efeito, a esta geometria está relacionada a desaceleração muito rápida de jatos altamente turbulentos (DELLA FÁVERA, 1984), ou de correntes, podendo estar presentes no caso de movimentos de avanço e recuo de marés.

O significado geológico da presença de raros clastos caídos nesses sedimentos é algo problemático. Clastos isolados associados a sedimentos finos de praias e planícies de marés de altas latitudes são atribuídos ao transporte por vegetais (em particular, algas pardas), ou por gelo flutuante ou arrastado sobre o fundo (DIONNE, 1985). Embora, no presente caso, o contexto paleoambiental geral possa sugerir a atuação de gelo flutuante, evidências estratigráficas e a ausência de outros depósitos ligados à ação glacial nos estratos marinhos rasos da parte superior da Formação Rio do Sul excluiria a presença de geleiras. Parece mais razoável, neste caso, atribuir o transporte de clastos através da ação de gelo sazonal, formado subaereamente, sob condições de clima frio que persistiram logo após o término da glaciação. Tendo em vista a idade dos sedimentos, entretanto, não se pode descartar totalmente a possibilidade de transporte por vegetais, embora fósseis destes não sejam conhecidos.

As raras pistas de invertebrados presentes, indicam pequena atividade bentônica, talvez pelo fato de o ambiente estar se tornando mais energético.

3. Interlaminação superior

Da mesma forma que no caso anterior, a interlaminação dada pela intercalação de sedimentos mais finos (siltitos) e mais grossos (arenitos), e as estruturas sedimentares associadas, indicam alternância de processos de tração e suspensão, comparáveis às descrições de acamamento de maré (REINECK & SINGH, 1980).

Valem igualmente as considerações elaboradas por RAAF & BOERSMA (1971), KLEIN (1970), BOERSMA & TERWINDT (1981) e MACKENZIE (1975), a respeito da questão da bimodalidade vetorial das laminações, embora, neste caso, a possibilidade de ocorrência de ambiente controlado por marés seja reforçada pela presença de estruturas sedimentares com característica bimodal.

A presença de estrutura de truncamento causado pelo retrabalhamento por ondas aponta para condições de águas mais rasas e agitadas do que na Facies Interlaminado intermediário. Segundo WEIMER et al. (1981), sedimentos com características semelhantes da costa do Mar do Norte, sugerem um ambiente de intermarés.

As fendas de sinérese, extremamente abundantes na Pedreira Canoa Quebrada (Figs. 44-46, Perfil 1, Anexo 2) constituem até hoje objeto de controvérsia quanto à sua origem.

A maioria dos autores considera-as como formadas subaquaticamente (BURST, 1965; PICARD, 1966, 1969; DONOVAN & FOSTER, 1972; PLUMMER & GOSTIN, 1981; ASTIN & ROGERS, 1991). RICHTER (1941, *apud* ASTIN & ROGERS, 1991), sugere, entretanto, que a diminuição de volume por dessecação ou desidratação ("shrinkage"), podem operar, subaquaticamente em camadas argilosas a profundidades muito rasas, ainda acessíveis a mudanças que ocorrem em superfície.

As deformações observadas nas fendas de sinérese, resultam provavelmente de compactação. SELLEY (1976) refere-se a estas estruturas deformadas como "diques mostrando contorções ptigmáticas".

Em conjunto com outras feições sedimentares características, fendas de sinérese podem ser indicativas de depósitos de planícies de marés, no caso de sedimentos de fundo depositados a pequena profundidade, porém não expostos subaereamente (KLEIN, 1972). Segundo o esquema proposto por KLEIN (1971; 1972), esta facies poderia corresponder a planície de maré intermediária, onde alternar-se-iam processos sedimentares de tração e suspensão, incluindo as estruturas sedimentares anteriormente mencionadas.

Tubos em forma "de U" e/ou "de V", verticais e inclinados, correspondentes a estruturas de escape de organismos escavadores do tipo *Monocraterion* (KLEIN, 1975), registradas na Pedreira Canoa Quebrada, demonstram a grande atividade bentônica nesses ambientes. Estruturas de escape de organismos são compatíveis com bio-icnofacies marinhas de águas mais rasas do que as que apresentam pistas de invertebrados, como é o caso da Facies Interlaminado inferior e, embora de maneira rara, a Facies Interlaminado mediano. Esta interpretação coaduna-se com a passagem transicional entre as facies expostas nas pedreiras de Vila Teodoro (Facies Interlaminado inferior), Rio d'Oeste (Facies Interlaminado inferior e intermediário), e Canoa Quebrada (Facies Interlaminado superior), estratigraficamente mais alta que as duas anteriores (Anexo 2) e indicativa de águas mais rasas. A deformação mostrada pelas estruturas de escape pode ser atribuída a bioturbação ou à compactação posteriores.

7.3.5. Diamictito

1. *Diamictito maciço, compactado*

De acordo com BOULTON (1982), tanto em geleiras temperadas, como nas de base fria, é normal a existência de uma zona de detritos originados das rochas erodidas pelo gelo, mantidos na zona basal de transporte da geleira, ou na denominada "subzona de tração" (BOULTON, 1975; 1982), **Fig. 78a**.

Durante o transporte, os detritos são frequentemente colocados em contato com o substrato da geleira (**Fig. 78b**). O coeficiente friccional desenvolvido pelo movimento da geleira, entre os fragmentos rochosos e o substrato, é superior ao existente entre o gelo e o substrato e, desta forma, têm eles o seu deslocamento retardado, com relação ao gelo basal circunvizinho (BOULTON et al., 1979). Detritos em processo de tração sobre substrato duro provocam abrasão e erosão do mesmo. Segundo sugestão de BOULTON (1975), quando a força de atrito exercida pelo substrato sobre os fragmentos é suficiente para inibir o movimento destes, ocorre a sua deposição por processo de alojamento, idéia reiterada em BOULTON & PAUL (1976), BOULTON & DEINOUX (1981), e BOULTON (1982).

O depósito resultante, denominado till de alojamento, forma-se, no geral, em irregularidades do embasamento, onde os fragmentos rochosos arrastados pelo gelo basal são aprisionados e prensados contra as paredes, através da pressão exercida pelo movimento do gelo sobrejacente (BOULTON, 1971; ROCHA CAMPOS & CANUTO, 1983; CANUTO, 1985).

Resultam desses mecanismos tills de alojamento, sob a forma de corpos delgados e descontínuos, e extremamente compactados. DREIMANIS (1976) adiciona que a alta compactidade desses depósitos é acompanhada por densidade, velocidade sísmica, resistência a cisalhamento elevados, e baixas porosidade e razão de vazios.

A natureza altamente coesiva dos tills de alojamento relaciona-se com a elevada porcentagem de material argiloso existente na matriz, resultante da abrasão glacial e dos processos de trituração e moagem de detritos (BOULTON, 1970b, 1972, 1974, 1975, 1979, 1982; BOULTON et al., 1974; KRUGER, 1979; HALDORSEN, 1983; RAPPOL, 1983; ELSON, 1988; STEPHAN, 1989; BRODZIKOWSKI & VAN LOON, 1991, entre outros).

Todas as características acima referidas são exibidas pelo diamictito maciço e compactado, interpretado então como tilito de alojamento.

A ocorrência generalizada de estrias, caneluras e sulcos, e polimento sobre o embasamento recoberto pelo diamictito maciço, evidencia a abrasão causada pelo deslocamento e arrasto de geleiras sobre o substrato, na área de Rio do Sul e adjacências. Outra feição importante refere-se à presença de fraturas em crescente ou crescênticas associadas às estrias (ROCHA CAMPOS et al., 1988, Perfil 17, **Anexo 18**).

Fig. 78: O processo de alojamento: a) diferenciação entre zona de detritos em tração sobre o substrato e em suspensão acima dos primeiros, na zona basal de transporte do gelo; b) alojamento grão a grão sobre substratos rígido (I) ou mole (II); c) alojamento de massas ricas em detritos (BOULTON, 1982).

Fendas e fraturas arqueadas, decimétricas, sobre superfícies de rochas moldadas glacialmente, foram registradas há mais de 100 anos (CHAMBERLIN, 1888, *apud* WINTGES, 1985) e desde então consideradas resultantes de abrasão glacial (ROCHA CAMPOS et al., 1969a,b; WINTGES, 1985). As estruturas ocorrem tipicamente formando séries coaxiais paralelas, constituindo bons indicadores da direção e sentido pretéritos do fluxo de geleiras.

Outros elementos que reforçam a hipótese de origem do diamictito maciço por processo de alojamento referem-se à presença de falhas inversas e à ocorrência de foliação encurvada, junto à interface entre o diamictito e substrato. Segundo BOULTON et al. (1974), durante o transporte glacial clastos podem tornar-se salientes na sola da geleira, e colidir com outros, alojados no till basal. A colisão pode produzir, de início, um encurvamento ("dilation") do till de alojamento, em torno dos clastos em movimento (**Fig. 79c**) e cavidades à montante e à juzante destes (**Fig. 79a,b**). Ao final do processo, a grande carga imprimida pelo peso do gelo pode mascarar o efeito de encurvamento, provocando até mesmo a trituração dos clastos envolvidos.

A presença característica de clastos arredondados e subarredondados, com ou sem estrias, constitui outra característica relevante do diamictito maciço, que encontra paralelo em tills de alojamento. BOULTON (1978) sugeriu que clastos em processo de tração na base da geleira tendem a ganhar esfericidade, pela abrasão por eles sofrida. A angulosidade maior de alguns clastos resultaria do fraturamento ocorrido durante colisão e consequente trituração ("crushing"), através de cisalhamento causado pelo movimento da geleira (BOULTON et al., 1974).

A presença de alinhamento preferencial de clastos é outro aspecto característico dos tills de alojamento, também observável em afloramentos do diamictito maciço da área de Rio do Sul. Esta feição pode desenvolver-se tanto durante o próprio processo de deposição, como pela deformação por cisalhamento, causada posteriormente à deposição, pelo movimento do gelo, ou, ainda, pelos dois motivos.

BOULTON (1971) demonstrou que tills de alojamento mostram orientação dos eixos maiores (a) dos clastos, paralelamente ao fluxo, e imbricação no sentido do avanço do gelo. Esta situação foi observada, relativamente ao primeiro caso, em afloramento do Perfil 9, próximo a Dalbérgia, e no segundo caso em afloramento do Perfil 10, próximo a Ascurra (**Figs. 53 e 54**).

Sabe-se, entretanto, que orientação transversal dos eixos maiores dos clastos pode ocorrer. Este caso seria explicado pela compressão de clastos contra obstruções ou irregularidades de embasamento resistente. A orientação refletiria então a configuração do substrato e não a direção de movimento do gelo. DREIMANIS (1976) discute a questão do alinhamento ou "fabric" preferencial de clastos em tills de alojamento.

Fig. 79: Interação entre partículas em till de alojamento: a) clasto saliente na sola da geleira colide com outros, incluídos no till basal; o till é consolidado pelo clasto, à montante do qual uma cavidade tende a se desenvolver; b) uma cavidade se abre à montante do clasto no till, após a colisão com clasto no gelo basal. Tais interações podem ser transmitidas através de grande parte do till; c) colisão de clastos ao longo de plano de cisalhamento, provocando o desenvolvimento de estrutura de dilatação ("dilation"); d) sob grande sobrecarga, a colisão de clastos leva ao fraturamento dos mesmos (BOULTON et al., 1974).

Estruturas do tipo ondulações ("undulations"), formando sinformas e antiformas, observadas em afloramento próximo a Rodeio (**Fig. 47**, Perfil 15, **Anexo 16**), tanto na superfície do embasamento, como na base do diamictito maciço, sob a forma de moldes, são consideradas por EHLERS & STEPHAN (1979, Figura 14), como típicas do processo de alojamento, e formadas por abrasão, da mesma forma que as estrias.

Além das falhas inversas, já mencionadas, estruturas tipo "slickenside", desenvolvidas sobre lâminas e/ou escamas de foliação do diamictito, junto ao contato deste com o embasamento, são também evidência de cisalhamento. A coincidência entre a direção dessas estruturas e a das estrias de abrasão glacial permite atribuí-las a esforços causados pela movimentação da geleira sobre o substrato (EHLERS & STEPHAN, 1979).

Depressões no embasamento, preenchidas por sedimentos grossos, incluindo tills menos compactos que os tills de alojamento, e/ou depósitos flúvio-glaciais, às vezes recobertos por till de alojamento, semelhantes à descrita no afloramento localizado próximo a Ascurra (Perfil 10, **Anexo 11**) são interpretadas por BOULTON (1982) como cavidades ("cavities") subglaciais (**Fig. 80a-f**).

Outras possíveis facies associadas, caracterizando sedimentação subglacial, correspondentes, por exemplo, a tills de degelo basal ("melt-out tills"), não foram ainda convincentemente reconhecidas na Formação Rio do Sul, embora o diamictito descrito na base da seção Ascurra-Fazenda Cristal (Perfil 10, **Anexo 11**), preenchendo a cavidade subglacial ali identificada, possa ter sido, formado através desse processo.

Os tills de degelo basal depositam-se *in situ* pela fusão lenta de massas de gelo estagnado soterrado, retraindo algumas das feições dos detritos englaciais, dos quais são derivados (BOULTON, 1970a). Como afirmam PAUL & EYLES (1990), segundo a visão comum, o processo de "melt-out" é uma acumulação grão a grão, à medida que cada partícula ou agregado de partículas libera-se do gelo.

As características dos tills de degelo foram sumariadas por LAWSON (1981) e incluem orientação preferencial de clastos paralela ao fluxo do gelo, a presença de lentes descontínuas e de sedimento pobremente selecionado, herdados de detritos englaciais estratificados pré-existent, os quais podem apresentar composição, textura ou cor distintas dos diamictitos circundantes. Tais lentes podem envolver ou se acomodarem ao redor de clastos maiores, como resultado de compactação diferencial (SHAW, 1982). HALDORSEN (1983) demonstrou que os tills de degelo podem ser deficientes em materiais finos, silticos, quando comparado aos tills de alojamento, refletindo, então, uma menor abrasão sofrida pelos detritos englaciais.

Na zona de degelo subglacial, as oportunidades de deposição são bastante restritas, ocorrendo provavelmente quando a geleira em movimento torna-se estagnada, permanecendo porções de sua base localizadas sobre irregularidades do substrato (BOULTON, 1970b; PAUL & EYLES, 1990). Essas condições são, portanto, de importância

Fig. 80: Mecanismos de acumulação de detritos no assoalho de cavidades subglaciais: a) perfis de cavidades naturais; b) fluxo denso ("slurry") de sedimentos preenchendo a cavidade, a partir da interface gelo/substrato; c) detritos caindo do teto de uma cavidade; d) expulsão de blocos pelo excesso de pressão sobre os mesmos; e) separação de gelo limpo e de gelo rico em detritos, devido a reologias distintas, e ao encurvamento da base da geleira; f) deposição fluvial (BOULTON, 1982).

local, razão pela qual raramente esses tills são preservados e, por conseguinte, difíceis de serem encontrados. Em situação distinta, como, por exemplo, quando depositados sobre partes mais regulares do substrato, podem ser totalmente dispersados por reinício de movimentação da geleira, podendo transformar-se em alojamento, ao encontrarem algum obstáculo, ou, então, sofrer trituração e serem englobados novamente pela geleira.

Os depósitos das cavidades acumulam-se pela queda de detritos liberados da sola da geleira pela fusão do gelo basal, provocada pela pressão exercida pelo peso do gelo, associada ao esforço friccional de arrasto causado pelo movimento glacial.

De acordo com BOULTON (1982), cavidades subglaciais ocorrem onde geleiras movimentam-se sobre superfícies irregulares do embasamento, podendo exibir dimensões variadas.

Considera-se que o tamanho da cavidade varia em função da velocidade de fluxo da geleira, espessura do gelo, e da razão a/λ , onde a corresponde à amplitude da elevação do substrato à montante da cavidade, e λ refere-se ao seu comprimento, paralelamente ao movimento da geleira.

VIVIAN (1976) descreveu cavidades subjacentes a geleiras dos Alpes ocidentais, de comprimento superior a 20 m, localizadas à jusante de obstáculos ou elevações do substrato, com λ da ordem de 50 m e a medindo 10 m. Nesses locais, a velocidade de fluxo do gelo variou de 1 e 3 cm por hora e a espessura da geleira foi de 100 m. As relações utilizadas por VIVIAN (1976) não são, entretanto, aplicáveis ao caso de sedimentos glaciais antigos por requererem o conhecimento do valor da espessura e/ou velocidade de fluxo do gelo.

O fenômeno de degelo, comum na sola de geleiras temperadas, pode ser intensificado pelas temperaturas suficientemente altas que ocorrem nas cavidades, desse modo favorecendo o derretimento intenso do gelo na base da geleira que forma o teto dessas depressões (VIVIAN, 1976). Deste modo, detritos liberados pelo degelo caem diretamente da sola da geleira sobre o assoalho da cavidade (**Fig. 80c**). Se esses detritos existem sob a sola da geleira em região onde não há cavidades e se os mesmos são mantidos em movimento pelo arrasto do gelo superposto, podem eles ser introduzidos em alguma cavidade que se localize mais à frente. Uma situação real, descrita na literatura, é mostrada por BOULTON (1970b; 1982). (**Fig. 79b.**)

Pelas razões acima consideramos então os depósitos que preenchem a cavidade abaixo do diamictito maciço no Perfil 10, como resultante de acúmulo de detritos caídos por degelo, a partir da sola da geleira, constituindo, portanto, tills de degelo ("melt-out tills").

2. *Diamictito estratificado*

Características desta facies sugerem sua origem através de fluxos gravitacionais de massa (LOWE, 1979 e 1982); NARDIN et al., 1979; BRODZIKOWSKI & VAN LOON, 1991).

Dentre as feições diagnósticas mais importantes citamos a geometria lenticular (acanalada) ou lobada dos corpos, e suas relações com a topografia subjacente, acomodando-se a depressões existentes, sugerindo a sua deposição através de sucessivos fluxos de detritos canalizados, que fluíram talude abaixo, a partir de região marginal mais alta da sub-bacia.

O leve bandeamento e a orientação preferencial de clastos, por vezes alongados, resultariam de cisalhamento devido ao movimento dos detritos talude abaixo, em contato com rochas subjacentes (WALKER, 1986).

Clastos emergentes acima dos planos de estratificação correspondem a feição típica de fluxos de lama. Segundo WALKER (1986), a sustentação dada pela matriz silto-argilosa, altamente coesiva, durante o movimento de fluxo, pode impulsionar os clastos para cima, provocando sua emersão.

A associação com o tilito de alojamento (Facies diamictito maciço, compactado) sugere a deposição do diamictito estratificado em ambiente influenciado por geleiras.

71878 Durante o recuo glacial, sedimentos pró-glaciais, consistindo de massas viscosas, altamente coesivas, com conteúdo de água relativamente baixo, formados por degelo ("melt-out till"), supraglacialmente em depressões do gelo ou mesmo englacialmente, podem fluir lentamente, talude abaixo, com pouca ou nenhuma seleção por água (BOULTON, 1968, 1971, 1972, 1976a, 1976b; BOULTON & PAUL, 1976; BOULTON & DEINOUX, 1981; HICOCK et al., 1981).

HICOCK et al. (1981) comentam que o transporte de detritos das zonas basal e englacial, em direção à superfície da geleira, dá-se através de planos de cisalhamento no gelo. A natureza arredondada a subarredondada de clastos observados em "tills de fluxo" por eles estudados evidenciaria a ocorrência de retrabalhamento durante transporte, no complexo de contato gelo/substrato.

Vários modelos deposicionais de sequências pleistocênicas e recentes contendo "tills de fluxos" subaquáticos, disponíveis na literatura, são úteis para o entendimento das prováveis condições de deposição do diamictito estratificado na "depressão" de Rio do Sul.

HICOCK et al. (1981), por exemplo, descrevem, na área de Vitória, British Columbia, Canadá, uma margem marinha glaciada atingida por geleiras aterradas em área costeira, com frente glacial íngreme, controlada por marés. Essas condições favoreceriam o

desenvolvimento de leques submarinos coalescentes, pró-glaciais, caracterizando um ambiente glácio-marinho proximal (BOULTON, 1970a; EVENSON et al., 1977; DREIMANIS, 1979; HICOCK et al., 1981; EYLES et al., 1985).

Um aspecto fundamental para a elaboração de um modelo sedimentar dos diamictitos estratificados da área estudada refere-se à hipótese do avanço glacial na "depressão" de Rio do Sul ter ocorrido após a transgressão marinha na sub-bacia.

Embora as evidências estratigráficas disponíveis em afloramento não favoreçam essa concepção, deve-se ter em mente a possibilidade da presença de depósitos marinhos anteriores ao avanço glacial preservados nas partes mais profundas da "depressão", onde estariam protegidos da erosão pela flutuação parcial do gelo.

Em nenhuma das seções examinadas, entretanto, constatamos a presença de folhelho marinho com clastos caídos entre o diamictito maciço e o embasamento. Adicionalmente, onde visível, como por exemplo no afloramento do Perfil 17 (**Anexo 18**), junto a Alfredo Wagner (ROCHA CAMPOS et al., 1988), o contato superior entre o tilito de alojamento e "de fluxo", e o folhelho, é transicional.

HARTSHORN (1958) reconheceu pioneiramente a importância dos fluxos de lama como processo deposicional relacionado a sedimentos glaciais, propondo para eles o termo **till de fluxo** ("flow till").

BOULTON (1968; 1971; 1972; 1976a; 1976b), BOULTON & PAUL (1976), BOULTON & DEINOX (1981) e HICOCK et al. (1981), entre outros, popularizaram o termo, referindo-se a sedimentos depositados em várias situações indicando fluxo, associadas a ambientes glaciais.

LAWSON (1982), por sua vez, considera inapropriado o termo e propõe que o mesmo não seja utilizado, por ignorar a distinção fundamental entre sedimento depositado diretamente pela geleira e sedimento depositado por outros processos sedimentares, comuns no ambiente glacial. Segundo ele, o termo till de fluxo implica que os depósitos de fluxo sedimentar em questão são derivados diretamente da geleira.

Diversos autores como LAWSON (1979a; 1979b; 1981; 1982), BOULTON (1968; 1970a; 1970b; 1971; 1972), EYLES (1979), SHAW (1977), BOULTON & EYLES (1979), dentre outros, em estudos realizados em geleiras recentes, subdividem os processos deposicionais glaciais em dois grupos distintos: os primários e os secundários. Os processos primários depositam detritos unicamente por ação da geleira. São eles exclusivos do ambiente glacial e preservam propriedades derivadas de mecanismos glaciais. Já os processos secundários, em contraste, desenvolvem-se em outros ambientes sedimentares, modificam ou destroem as propriedades derivadas de mecanismos glaciais, e retrabalham e ressedimentam detritos derivados de geleiras.

Com o objetivo de manter a diferenciação relativa a processos sedimentares na classificação de depósitos glaciais, LAWSON (1982) definiu o termo **till geneticamente**

como: "sedimento depositado diretamente de gelo de geleira que não tenha sofrido desagregação e ressedimentação subsequente". Assumindo-se esta proposição, apenas processos primários depositam till.

Considerando-se as idéias discutidas acima, colocamo-nos de acordo com LAWSON (1982). Assim sendo, no tocante à "depressão" de Rio do Sul, embora as rochas pertencentes a esta facies sejam diamictitos, correspondem a material depositado por processo sedimentar não glacial, e, geneticamente, derivam de geleira apenas de forma indireta.

Como afirma LAWSON (1982), uma vez que sedimentos glaciais passam por processo de fluxo e são ressedimentados, não são mais tills, e sua classificação permanece similar àquela utilizada em outros ambientes sedimentares influenciados por fluxos gravitacionais de massa. Desta forma, tendo em conta as características descritas, os diamictitos estratificados da "depressão" de Rio do Sul podem corresponder a um tipo de fluxo gravitacional de sedimentos, intimamente relacionados a sedimentos glaciais.

Dentre os quatro tipos principais de fluxos sedimentares, definidos por LAWSON (1979a,b; 1981; 1982), os diamictitos estratificados desta facies incluem-se mais propriamente, de acordo com suas propriedades, no Fluxo do Tipo I, caracterizado por menor conteúdo de água, com relação aos outros, alta densidade, forma lobada/acanalada, estrutura macroscopicamente maciça, "fabric" ausente a pouco pronunciada, clastos dispersos em matriz silto-argilosa, contatos bruscos, e espessura normalmente entre 10 cm e 2 m.

3. Diamictito maciço, tabular ou acanalado

Estes diamictitos são interpretados como produtos de fluxos coesivos de detritos (LOWE, 1979 e 1982; VISSER, 1983; POSTMA, 1982). Suas características coincidem com numerosas descrições de depósitos de fluxos de detritos da literatura (por exemplo: FISHER, 1971; ANDERSON et al., 1979; LEWIS et al., 1980; STOW, 1986; EYLES, 1987 e 1990; EISELE, 1991), também denominados **debritos** (STOW, 1986; EISELE, 1991).

O aspecto geral macroscopicamente maciço, sugerindo homogeneidade textural, também exibida pela facies em discussão, corresponde à feição mais notável, característica de fluxos de detritos, a qual implica em mistura e perda mínima, ou nula, de qualquer fração de sedimento, durante o movimento da massa sedimentar.

Com relação à geometria das camadas, de maneira semelhante aos arenitos tabulares ou acanalados, embora em posição distinta no leque submarino, a forma tabular resultaria de fluxos não canalizados, movendo-se livremente sobre o talude, enquanto que lobos acanalados seriam o produto de fluxos canalizados. Igualmente nesta facies, os fluxos canalizados podem manter o seu curso ou mudá-lo lateralmente, de acordo com possíveis irregularidades do talude, resultando em sobreposição e colmatação dos corpos (LOWE,

1982, Figura 12). A facies é característica da porção superior do leque submarino ("upper-fan"). (Fig. 77.)

A ocorrência rara ou ausência dos clastos, refletiria transporte por distância relativamente curta (LINDSAY, 1968; LEWIS et al., 1980) ou então alta viscosidade e resistência da matriz, que inibe o afundamento dos clastos, após a estabilização do fluxo, e a sua dispersão durante o movimento (LEWIS et al., 1980). A despeito de fluxos de detritos apresentarem característica laminar, WALKER (1986) menciona que, em muitos deles, apenas a base e as margens podem normalmente fluir ou deformarem-se. A maior parte do material em movimento, acima da parte basal, funcionaria como um bloco semi-rígido ("rigid-plug", MIDDLETON & BOUMA, 1973, Figuras 6 e 7), que não flui, nem sofre deformação. O bloco semi-rígido não mostra qualquer gradação, estratificação ou alinhamento preferencial de clastos, já que estes não se movem uns com relação aos outros, na ausência de cisalhamento interno.

Essas características permitem identificar em afloramento as diferentes partes de um depósito de fluxo gravitacional de detritos, já que deformação ou clastos alinhados somente são esperados na parte basal do mesmo.

Os clastos emergentes, paralelos ao contato, observados na interface das camadas do diamictito, sugerem seu rearranjo na massa sedimentar plástica pelo fluxo sobrejacente, através de cisalhamento.

Do mesmo modo que nos depósitos da "depressão" de Rio do Sul, ANDERSON et al. (1979) descrevem como abruptos os contatos entre camadas de fluxos de detritos identificados no talude continental dos mares de Ross e Weddell, na Antártida.

Os depósitos de fluxos coesivos de detritos, correspondentes a esta facies, apresentam características em comum com os diamictitos estratificados. A distinção fundamenta-se na associação faciológica envolvida nos dois casos. Como vimos, fluxos coesivos de detritos associam-se a depósitos característicos de leques submarinos, incluindo conglomerados desorganizados, arenitos caóticos, arenitos liquefeitos e turbiditos. Já os diamictitos estratificados ocorrem recobrendo os tilitos de alojamento, passando acima, por transição, a folhelho marinho com clastos caídos.

Embora os processos ligados à formação de depósitos de fluxo de detritos possam ser considerados análogos aos que geraram os diamictitos estratificados, envolvendo, nos dois casos, movimentos gravitacionais de sedimentos, a ocorrência dos primeiros em associação com os resultantes de outros tipos de fluxos gravitacionais de sedimento, exige sua discussão mais pormenorizada.

Nas três áreas onde foram identificados depósitos mais característicos de leques submarinos (estrada Dona Ema a Presidente Getúlio, Perfil 9; estrada Rio do Sul a Ituporanga, em parte associada aos Perfis 2, 3 e 13 (respectivamente, **Anexos 3, 4 e 14**); e de Barra do Dollmann a Dalbérgia, Perfil 20), foi possível observar a sequência praticamente

completa de facies representativas da parte proximal até a parte distal segundo o esquema de WALKER (1975 e 1978) exibido na **Fig. 77**. O exemplo mais completo e elucidativo ocorre na região de Barra do Dollmann-Dalbérgia, em extenso afloramento da barragem local (Barragem Norte, Perfil 20).

A sequência inclui, da região proximal para a distal: a) conglomerados desorganizados, arenitos caóticos ("mélange") e diamictitos tabulares e/ou acanalados (fluxos de detritos), correspondentes a depósitos de canais alimentadores e facies da parte superior do leque submarino ("upper-fan"); b) arenitos tabulares e/ou acanalados, com aspecto maciço (arenitos liquefeitos), caracterizando a parte média do leque submarino ("middle-fan"); c) arenitos exibindo a sequência de Bouma (turbiditos proximais), que correspondem à porção média a inferior do leque submarino ("lower-fan").

Inúmeros autores (NELSON & KULM, 1973; CREVELLO & SCHLAGER, 1980; KENDALL & SCHLAGER, 1981; SHANMUGAN & MOIOLA, 1982, 1985 e 1988; HOWELL & VEDDER, 1985; SHANMUGAN et al., 1985; STOW et al., 1985) vêm apontando relação entre períodos de abaixamento do nível do mar e épocas de maior suprimento de areias e conglomerados no mar profundo, levando ao crescimento ativo de leques submarinos, e à frequência de correntes de turbidez.

Segundo SHANMUGAN et al. (1985), o crescimento de leques submarinos em mar profundo corresponde a períodos de maior fluxo de turbiditos, durante abaixamento do nível do mar, tanto no caso de plataformas clásticas, como nas carbonáticas.

Os pacotes mais espessos de turbiditos siliciclásticos documentados no registro geológico estão associados a fases de abaixamento do nível do mar. Isto fundamenta-se no presumível incremento da exposição e erosão da plataforma, e maior descarga de sedimentos despejados por rios, diretamente nas cabeceiras de cânions submarinos (SHANMUGAN et al., 1985, Figuras 4, 5 e 7). POSAMENTIER & VAIL (1988), VAIL et al. (1991) e POSAMENTIER & ALLEN (1993) denominam esta situação sedimentar "**lowstand systems tract**".

O cenário delineado para a "depressão" de Rio do Sul, por ocasião da sedimentação dos leques de sedimentos corresponderia, guardadas as devidas proporções, ao das plataformas clásticas acima mencionadas.

À luz dos modelos discutidos, a ocorrência de depósitos de leques submarinos concentrados em pelo menos três níveis distintos, conforme mostram as seções estratigráficas construídas para a Formação Rio do Sul (**Figs. 15 e 16**) poderia, então, relacionar-se a fases de variação no nível do mar (V_1 , V_2 e V_3). Os dois últimos, intercalados nas partes médias e superior da sequência de folhelhos marinhos profundos, correspondendo a fase de recuo do lobo glacial. Tendo em vista a evolução paleogeográfica reconstruída para a "depressão", o nível V_1 (inferior) poderia correlacionar-se à fase transgressiva inicial, quando ocorreu o recuo do lobo glacial e consequente liberação de grande quantidade de material

glaciogênico, que se acumulou nas bordas da "depressão", e posteriormente desestabilizado pelo avanço transgressivo, fluindo para as partes mais internas da sub-bacia.

7.3.6. Ritmito

Ritmito regular de silte e argila, de estratificação horizontal

A regularidade do ritmito, o contato brusco entre as camadas claras de silte e as lâminas escuras de argila, além de outras características sedimentológicas, palinológicas e paleomagnéticas foram interpretados por ROCHA CAMPOS & SUNDARAM (1981) e ROCHA CAMPOS et al. (1981), como indicativos de controle sazonal na deposição dessa litologia, pelo menos em parte, como varves. Os sedimentos são, pois, aqui, considerados como varvitos.

Como notado pelos autores acima e SANTOS et al., (1992), a associação próxima entre o ritmito aflorante na região de Trombudo Central (Perfil 11) e o folhelho escuro superior, indicativo de sedimentação marinha de um lado, e as condições de água doce ou salinidade muito baixa, de outro, envolvem uma aparente contradição. Para solucioná-la, sugerem a deposição do ritmito sob condições de influxo intenso de grandes volumes de água de degelo, a partir de geleira próxima, em processo de fragmentação ("calving"). Tais condições poderiam ter ocorrido em um entalhe ou embaiamento costeiro, isolado por oscilação do nível do mar, dominado pelo influxo de água doce. A alternância entre o folhelho marinho, e o varvito, verificada em afloramentos localizados entre Trombudo Central e Vila Teodoro (Perfil 11) vem em apoio desse modelo.

A granulometria do varvito, composta por silte e argila, e a rara ocorrência de marcas onduladas e de ondulações isoladas de corrente são indicativas de posição mais distal do ritmito dentro da bacia de sedimentação, e de profundidade de água relativamente grande (SMITH & ASHLEY, 1985; SANTOS et al., 1992). A multilaminação apresentada pelas camadas claras, segundo ASHLEY (1975), SMITH & ASHLEY (1985) e SANTOS et al. (1992) evidencia a combinação de diferentes mecanismos de dispersão de sedimentos.

A grande abundância de clastos caídos, a presença de pelotas de argila e lentes de sedimentos areno-silto-argilosos, dispersos entre e dentro das camadas e lâminas, indicam a presença frequente de icebergs durante a deposição do ritmito. Pelotas e montículos correspondem a material liberado e/ou concentrado por derretimento, e despejado de icebergs durante sua flutuação ou quando do seu adernamento.

SANTOS et al. (1992) sugerem a deposição de lentes de detritos no interior de sulcos atribuídos a arrasto de icebergs adiante referidos, *in situ*, a partir de icebergs ancorados, cujo aterramento teria sido causado pelo abaixamento do nível da água ou pelo seu deslocamento em direção a águas mais rasas (THOMAS & CONNELL, 1985).

Os sulcos longos, sinuosos e subparalelos, sobre planos de acamamento do ritmito, são interpretados por SANTOS et al. (1992) como marcas de arrasto causadas por icebergs, nos sedimentos que constituíam o assoalho do corpo de água (**Figs. 69 e 70**).

A grande quantidade de pistas de invertebrados, observadas sobre superfícies de lâminas argilosas escuras do ritmito (SIMÕES et al, 1988), atribuídas a invertebrados, demonstra grande intensidade de atividade bentônica no ambiente em discussão. Além dos icnofósseis, o varvito contém uma palinoflora diversificada constituída de esporos e pólenes de pteridófitas e ginospermas além de corpos algais atribuídos a *Botryococcus*. Estes são considerados característicos de condições de água doce a salobra (MARQUES-TOIGO et al., 1989), coadunando-se com o modelo conceitual de ambiente de deposição do varvito acima referido (ROCHA CAMPOS & SUNDARAM, 1981; ROCHA CAMPOS et al., 1981; SANTOS et al., 1992).

Dobras intraformacionais observadas nos ritmitos do afloramento do km 158, bem como em algumas das pedreiras da região de Bracatinga, próximo a Trombudo Central, são similares às estruturas encontradas por GUSTAVSON (1975), bem como àquelas mostradas por COHEN (1979) no Lago Blessington, na Irlanda. Segundo COHEN, o fato de ocorrerem num número limitado de camadas, intraformacionalmente, indica desenvolvimento sindeposicional. Os eixos das dobras, transversais à direção de mergulho, indicariam que a estrutura foi provavelmente produzida pelo movimento de sedimento coesivo talude abaixo, resultando em compressão e dobramento dos estratos (COHEN, 1979).

RICH (1950), estudando estruturas similares existentes em turbiditos silurianos em Aberysthwyth, Wales, sugeriu que as dobras intraformacionais podem ser utilizadas como critério para reconhecimento de ambiente deposicional de talude.

A presença de varvito sobre tilito de alojamento, verificada na base do Perfil 10 (**Anexo 11**), próximo a Ascurra, sugere o desenvolvimento local de condições de água doce durante o período de recuo da geleira, similares às descritas para o varvito da região de Trombudo Central.

O ritmito regular de Ascurra passa por transição a folhelho negro com clastos caídos, refletindo a instalação de ambiente marinho associado à transgressão inicial, na "depressão" de Rio do Sul.

As feições em forma de grandes ondulações, presentes na rocha de aspecto rítmico, que representa a transição entre o ritmito regular e o folhelho marinho com clastos dispersos, assemelham-se a estruturas do tipo "hummocky", caracterizando fases episódicas de tempestades. A mesma idéia é indicada pelas lentes decimétricas compostas de arenito fino, bem como pela laminação com tendência gradacional, mostrada em determinados níveis da rocha.

Estas rochas embora com aspecto rítmico, não teriam caráter sazonal, não fazendo, portanto, parte da sequência varvítica, formada pelo ritmito regular. Interpretamo-las

como rochas de transição entre o varvito e os folhelhos marinhos com clastos dispersos a eles sobrepostos, na ocasião do início da transgressão do mar, então ocorrida, com episódios de tempestades associados.

8. MODELO DEPOSICIONAL E PALEOGEOGRAFIA

8.1. Introdução

A análise pormenorizada das litofacies da Formação Rio do Sul (**Cap. 7**) permitiu inferir os processos sedimentares envolvidos em cada caso e relacioná-los entre si, através do reconhecimento dos sistemas deposicionais presentes. A distribuição e as relações espaciais entre as litofacies foi também investigada, com base no levantamento de seções e sua correlação, do que resultou um razoável conhecimento do arcabouço estratigráfico e da arquitetura do preenchimento sedimentar da "depressão" de Rio do Sul.

Adicionalmente, outros elementos importantes para se tentar uma interpretação sedimentológica e estratigráfica integrada da evolução geológica da "depressão" foram levados em conta. Estes incluem: a) dados de sentido do movimento do gelo, com base em medidas de orientação de estrias e outras feições de abrasão glacial sobre as rochas do embasamento; b) medições de estruturas sedimentares vetoriais, indicativas das paleocorrentes e paleodeclives, durante a deposição da Formação Rio do Sul; e c) mapa de isoespessuras.

O mapa da **Fig. 81** e as seções estratigráficas mostradas nas **Figs. 15 e 16** sintetizam a distribuição dos elementos acima referidos. Nota-se aí que as informações sobre o sentido do fluxo do gelo, direções de paleocorrentes e paleodeclives são ainda em pequeno número e limitadas às margens sul/sudeste e nordeste da "depressão" de Rio do Sul.

Finalmente, levou-se em conta ainda o contexto regional paleogeográfico e paleoambiental do Subgrupo Itararé e da glaciação neopaleozóica, na Bacia do Paraná, através da análise da literatura disponível (por exemplo, ROCHA CAMPOS, 1967; SANTOS, 1987).

O conjunto de informações levantadas foi então utilizado na elaboração de um modelo tentativo, deposicional geral, para a Formação Rio do Sul e na reconstrução da evolução paleogeográfica da "depressão" de Rio do Sul, durante o Permiano inferior.

Nos últimos tempos, considerável atenção vem sendo dada ao estudo de depósitos glácio-marinhos atuais e cenozóicos acumulados junto às margens continentais glaciadas de várias partes do mundo, em particular da América do Norte e da Antártida (McCABE & EYLES, 1988; ANDERSON & MOLNIA, 1989; POWELL & MOLNIA, 1989; EYLES & LAGOE, 1990; LEMMENS, 1990; ANDERSON et al., 1991; ASHLEY et al., 1991; CROSSEN, 1991; EYLES et al., 1991; POWELL, 1991; STEWART, 1991). Essas investigações têm resultado na elaboração de modelos deposicionais, através da análise sedimentológica detalhada de ambientes glaciados atuais, que se mostram úteis para a interpretação dos depósitos glaciogênicos pré-pleistocênicos.

L E G E N D A

Fluxos gravitacionais de massa

Estrias glaciais

Seções colunares

Embasamento

Intervalo das curvas: 50 m

Fig. 81: Paleocorrentes da Formação Rio do Sul. **Seta** = paleodeclives; **hastes** = estrias glaciais; **RS** = Rio do Sul; **I** = Ituporanga; **TC** = Trombudo Central.

No presente capítulo, pretendemos, portanto, apresentar uma concepção sobre o ambiente deposicional e a evolução paleogeográfica da Formação Rio do Sul. Por causa da sua óbvia interrelação, os dois aspectos serão tratados conjuntamente.

8.2. Modelo deposicional proposto

Segundo o modelo ambiental básico elaborado, a "depressão" de Rio do Sul, durante a deposição da Formação Rio do Sul, corresponderia a um embaçamento ou bacia ovalada, com pelo menos 200 km de comprimento e 100 km de largura, relativamente isolada, a não ser na sua extremidade noroeste, onde teria mantido ligação permanente com o mar aberto.

Ao longo de suas margens sudeste e nordeste, a sub-bacia seria rodeada por terrenos mais elevados, de topografia moderada, desenvolvidos sobre rochas cristalinas e metassedimentares respectivamente dos Grupos Brusque e Itajaí. Os flancos sul e sudoeste da "depressão", por sua vez, seriam formados por rochas cristalinas do Escudo Sul-Riograndense, de topografia similar, que se manteve como uma extensa área positiva durante toda a sedimentação neopaleozóica na Bacia do Paraná (NORTHFLEET et al., 1969; SANTOS, 1987). Os mapas de isópacas (**Fig. 11**), de porcentagem de areia e de folhelho (**Figs. 3 e 4**), e os dados de sentido de movimento das geleiras permo-carboníferas e de fluxos gravitacionais de massa (**Fig. 81**), indicam que essas regiões foram importantes áreas-fonte de sedimentos, durante a deposição da Formação Rio do Sul.

A associação entre facies sedimentares glaciais, glaciomarinhas e marinhas, identificadas na Formação Rio do Sul, e as características fisiográficas da bacia, acima tratadas, apresentam vários pontos de similaridades com as dos ambientes glácio-estuarinos atuais, descritos na literatura (DREWRY, 1987; SYVITSKI, et al., 1987; POWELL & MOLNIA, 1989; LEMMEN, 1990), dos quais os exemplos mais típicos são os fiordes, como será visto logo adiante.

Semelhantemente a situações descritas em outras partes da Bacia do Paraná (GRAVENOR & ROCHA CAMPOS, 1983; SANTOS, 1987), a consistência entre o sentido de fluxo do gelo e o eixo da "depressão", e a distribuição das facies glaciais (**Figs. 15 e 16**), sugerem que o manto de gelo do Gondwana atingiu a "depressão" de Rio do Sul sob a forma de um extenso lobo glacial, delimitado pelas regiões laterais mais elevadas.

O padrão de distribuição e orientação das estrias glaciais encontradas sobre o embasamento da margem nordeste da sub-bacia (**Fig. 81**) permite especular que o lobo glacial teria adentrado na "depressão" de Rio do Sul, quando de sua expansão máxima, aterrado, atingindo o alto estrutural da região de Porto União, que corresponderia a uma espécie de "sill" ou soleira terminal.

Tendo em vista os argumentos apresentados por SANTOS (1987), consideramos provável que o lobo glacial de Rio do Sul tenha formado uma margem do tipo geleira de maré, em contato com o mar epicontinental que cobria a Bacia do Paraná (Fig. 82).

A fase seguinte corresponde ao recuo da massa de gelo, associado provavelmente à desagregação ("calving") da margem da geleira. A subsidência tectônica da bacia, possivelmente acentuada pelo efeito glácio-isostático, foi acompanhada pela gradual transgressão do mar, que passou a ocupar a "depressão".

A ausência generalizada, na área estudada, de depósitos de lavagem de sedimentos glaciais, subaquosos ("subaqueous outwash"), representativos de condições glácio-marinhas proximais, que, numa sequência normal, ter-se-iam depositado sobre os tilitos basais e abaixo dos folhelhos marinhos com clastos caídos, poderia ser atribuída a um rápido recuo da frente glacial.

Conforme discutem EDWARDS & FOYN (1981), POWELL (1981) e ANDERSON et al. (1984), quando o retrocesso do gelo é rápido, leques subaquosos estáveis não se desenvolvem. A presença de grandes leques submarinos arenosos, identificados principalmente na base da sequência sedimentar da "depressão" de Rio do Sul, indicaria, durante essa fase, o afluxo de grande quantidade de sedimentos liberados pelo degelo, sintomático de uma velocidade de recuo glacial um tanto maior do que o normal. Pode-se ainda especular que o descolamento da base do gelo de seu substrato, em consequência da transgressão marinha, tenha produzido uma aceleração do processo de desagregação do lobo glacial (Fig. 83).

DREWRY (1987) explica que a maioria das discussões sobre dinâmica de geleiras e plataformas de gelo flutuantes, parte do caso mais simples e assume um estado de equilíbrio estável do gelo. Tal abordagem baseia-se na premissa segundo a qual a natureza normalmente favorece uma configuração estável de seus sistemas, sendo os pequenos desvios considerados normais. Entretanto, segundo o mesmo autor, em certas ocasiões, grandes perturbações podem afetar o equilíbrio dos fluxos glaciais, causando mudanças catastróficas no comportamento e configuração de uma massa de gelo. Essas grandes alterações, usualmente denominadas "surges", manifestam-se tipicamente sob a forma de um rápido e substancial aumento na velocidade de deslocamento do gelo, de valores normais da ordem de poucos metros por ano, para centenas a milhares de metros por ano. Tal atividade apresenta característica periódica, podendo incluir fases de estagnação com a duração de várias décadas, separando curtos períodos de "surge", de alguns meses ou anos (Fig. 84).

Conforme esclarecem KRIMMEL & MEIER (1989), numerosas teorias têm sido propostas para explicar a atividade de "surge", sendo no geral aceito atualmente que a **instabilidade termal e variações na pressão da água na base das geleiras** sejam os mecanismos mais prováveis. KAMB et al. (1985) e KAMB (1987) explicam o aumento na pressão da água, através de uma série de cavidades subglaciais interligadas, como uma das

LEGENDA

Lobo glacial

Mar

Terras emersas/"altas"

Icebergs

Sentido geral médio de avanço glacial

Embasamento

Alto estrutural

Limite aproximado adotado para a área da "depressão" de Rio do Sul

Linhas de isoespessura (m)

Fig. 82: Paleogeografia glacial: fase de avanço.

L E G E N D A

Lobo glacial		Icebergs		Alto estrutural
Mar		Leques submarinos		Limite aproximado adotado para a área da "depressão" de Rio do Sul
Terras emersas/"altas"		Embasamento		Linhas de isoespessura (m)
Corpos de água instalados em entalhes ou embaixamentos costeiros		Marcas de arrasto causadas por icebergs		

Fig. 83: Paleogeografia glacial: fase de recuo, envolvendo a desagregação do gelo ("calving") e a ocorrência de fluxos gravitacionais de massa.

Fig. 84: Características do "surge". A: aumento de velocidade da "Variegated Glacier", Alasca, em 1983 (KAMB et al., 1985); B: variações no perfil longitudinal da geleira em Finsterwalderbreen, West Spitsbergen (LIESTOL, 1969); C: posições da frente glacial na região de Bråsvellbreen, Svalbard, entre 1936 e 1978 (DREWRY & LIESTOL, 1985).

causas mais importante do "surge". De qualquer forma, é consensual a idéia de que os "surges" ocorrem sempre associados à lubrificação basal das geleiras por água.

O avanço de uma geleira ao longo de uma bacia de assoalho irregular, como pode ser o caso da "depressão" de Rio do Sul, seria inicialmente declive abaixo, até a sua parte mais profunda, e, em seguida, em auge, ao atingir a região da sela distal. Esse comportamento pode causar o fraturamento do gelo, através de esforços de distensão resultante do arqueamento da geleira, favorecendo o processo de desagregação ("calving"), acentuado durante a transgressão que se seguiu.

Tendo em conta que, quanto maior a profundidade da água, mais rápido é o desmantelamento de uma geleira em recessão (POST, 1975; KRIMMEL & MEIER, 1989), e considerando-se que a velocidade do recuo da geleira está diretamente relacionada à sua desagregação ("calving"), pode-se supor, como já mencionado anteriormente, a ocorrência de aceleração do retrocesso da frente glacial, associadamente à transgressão marinha sobre a "depressão" de Rio do Sul. É possível que o recuo rápido proposto esteja ligado ao término de um evento de "surge", ocasião em que, devido ao processo de degelo, grande quantidade de águas turvas são produzidas (MEIER & POST, 1987; KRIMMEL & MEIER, 1989), as quais adentrando-se no corpo de água, colaborariam para a expansão da transgressão marinha.

Clastos dispersos, caídos, mais comuns na parte basal da seção de folhelhos negros marinhos, registram a liberação frequente de icebergs dentro da "depressão" de Rio do Sul, em conexão com uma margem glacial do tipo geleira de maré (DREWRY, 1987; POWELL & MOLNIA, 1989). Instalou-se, portanto, a seguir, nessa região, uma ampla área marinha, onde passaram a se formar os depósitos de suspensão representados pelos folhelhos negros, em condições de águas relativamente profundas, e pobres ou totalmente destituídas de oxigênio (WETZEL, 1991).

A acumulação de grandes volumes de depósitos de fluxos gravitacionais de massa ao longo da seção estudada, agrupados grosseiramente em três conjuntos principais, V_1 , V_2 e V_3 (Figs. 15 e 16), poderia ser atribuível a dois tipos de eventos. O primeiro deles (V_1) supomos relacionado ao recuo do lobo glacial através do degelo, que teria liberado grandes quantidades de material glaciogênico, acumulado em precária estabilidade, nas bordas da bacia. O transporte desses sedimentos para as partes mais internas da "depressão", através de fluxo gravitacional de massa, resultaram em amplos e espessos lobos, ladeados por franjas marginais de ritmitos turbidíticos. A elevação do nível do mar durante a fase transgressiva, contemporânea e posterior ao recuo glacial, seria o mecanismo acionador da movimentação dos detritos. Os conjuntos sedimentares V_2 e V_3 , por sua vez, corresponderiam a uma fase de abaixamento do nível do mar, conforme discutido no item 7.3.5 (facies diamictito maciço, tabular ou acanalado).

A explicação acima implica, portanto, na ocorrência de variação do nível do mar na "depressão" de Rio do Sul, possivelmente de natureza eustática. Considerando essa

hipótese, os leques submarinos da bacia teriam sido gerados tanto durante as fases de elevação, quanto de abaixamento do nível do mar. A influência de tectonismo penecontemporâneo, não pode, contudo, ser excluída.

Gradualmente, o afastamento da margem do gelo levou a uma diminuição da contribuição glaciônica na deposição da Formação Rio do Sul e no aporte dos clásticos grossos, retornando, em consequência, as condições de sedimentação marinha "normal".

Vários autores (GRAVENOR & ROCHA CAMPOS, 1983; SANTOS, 1987) apontaram a possibilidade de embaiamentos ou entalhes da linha de costa da Bacia do Paraná, durante a glaciação neopaleozóica, corresponderem a ambientes glácio-estuarinos.

No caso da sub-bacia de Rio do Sul, os tipos e as associações de facies identificadas junto às suas margens, em particular, na sua parte mais interna, sugestivas da influência glacial direta ou distante, durante a maior parte da sedimentação da Formação Rio do Sul, encontram também paralelo nas descrições de ambientes glaciais-estuarinos disponíveis na literatura.

Em adição aos elementos acima, outros pontos de analogia podem ser mencionados. Basicamente, as fontes de sedimentos e processos sedimentares que usualmente operam nos ambientes glácio-estuarinos, podem também ser identificados na sub-bacia de Rio do Sul. Em particular, o contato ou a proximidade entre o corpo de água e a frente da geleira, na cabeceira do vale, constitui um ponto comum. Como já vimos, o caráter temperado das massas de gelo que atingiram a Bacia do Paraná, durante o Neopaleozóico, torna improvável o desenvolvimento de amplas plataformas flutuantes de gelo (SANTOS, 1987), em razão do enfraquecimento do gelo causado pela presença de filmes de água entre os cristais (POWELL & MOLNIA, 1989).

DREWRY (1987) esclarece que em estuários sob influência glacial, as geleiras podem terminar no mar, na cabeceira de fiordes e enseadas costeiras. Segundo esse autor, isto pode ocorrer de duas maneiras. No primeiro caso, quando uma geleira atinge a desembocadura de um fiorde, como ocorre comumente na Antártida. Onde as profundidades da água são particularmente grandes, nas partes internas dos estuários, como ocorre em enseadas ao redor da Groenlândia e de algumas ilhas do Ártico canadense, a geleira pode se tornar flutuante por uma pequena distância. No segundo exemplo, entretanto, as geleiras movem-se aterradas no assoalho marinho, em águas de profundidades inferiores a 200 m, como ocorre na Colúmbia Britânica, em partes do Alasca meridional, e em fiordes chilenos e de Svalbard. Esta situação parece mais próxima do cenário imaginado para a "depressão" de Rio do Sul.

Vários dos elementos mostrados na Fig. 85 (DREWRY, 1987), que retrata um modelo composto para o ambiente glácio-estuarino, podem ser comparados com o modelo deposicional proposto para a "depressão" de Rio do Sul, durante a fase de recuo glacial (Figs. 83 e 86). Desse modo, a margem sudeste da "depressão", corresponde à parte

Fig. 85: Modelo composto dos vários processos operantes no ambiente glácio-estuarino (DREWRY, 1987).

Legenda

EMBASAMENTO

TILITO DE ALOJAMENTO

FOLHELHO/
FOLHELHO COM
CLASTOS DIS-
PERSOS

LEQUES
SUBMARINOS

GELO

"OUTWASH"

TERRAS "ALTAS/
EMERSAS

SEDIMENTOS
MAIS ANTIGOS

Fig. 86: Modelo ambiental da "depressão" de Rio do Sul, após o recuo glacial (comparar com a Fig. 83).

proximal da bacia estuarina, onde a frente glacial de geleira de maré está em contato com o mar. Essa margem, localizada próximo à região de Alfredo Wagner (**Fig. 86**), caracteriza-se pela ocorrência de grandes quantidades de depósitos de lavagem subaquáticos ("subaqueous outwash") e de fluxos de detritos (MACHADO, 1989), acima do tilito de alojamento assentado sobre embasamento cristalino estriado (ROCHA CAMPOS et al., 1988). Em direção norte-noroeste, essas facies são recobertas por folhelhos e folhelhos turbidíticos marinhos, com clastos caídos, nos quais intercalam-se leques ou lobos submarinos formados de depósitos de fluxo gravitacional de massa (fluxos de detrito, fluxos de arenito liquefeitos com clastos dispersos e turbiditos clássicos (CASTRO, 1980a,b; 1988; 1991; 1992), provenientes da margem sudeste da "depressão".

Outros lobos ou leques submarinos, de magnitude inferior, semelhante, ou superior, ocorrem ao longo da seção da Formação Rio do Sul, em níveis estratigráficos distintos, depositados através de fluxos centrípetos provenientes das margens da sub-bacia (**Figs. 15, 16, 83 e 86**). Correspondem eles, possivelmente, às desembocaduras de grandes canais flúvio-glaciais, todos desaguando no mesmo embaimento, ou em estuários menores associados.

Na extremidade noroeste da "depressão" de Rio do Sul, o alto estrutural de Porto União, à maneira de um "sill" ou soleira constituiria o limite distal do embaimento, em conexão com o mar aberto.

Várias diferenças notáveis, entretanto, podem ser apontadas entre o embaimento de Rio do Sul e os fiordes e estuários glaciais.

Fiordes, enseadas, baías ou estuários, formados pela submergência de um vale glacial, são geralmente alongados e estreitos, e de dimensões comumente menores que os da "depressão" de Rio do Sul. Mais significamente, do ponto de vista da sedimentação, muitos fiordes e estuários glaciais têm os seus flancos abruptos, como resultado de erosão glacial recente, e são geralmente encontrados em terrenos costeiros montanhosos. Fiordes, mais especificamente, representam um tipo de estuário glacial caracterizado por águas profundas (até 1.000 m) e restrição próximo à sua boca, onde normalmente situa-se uma soleira ou elevação, que marca a extremidade distal alcançada pela geleira que o ocupou.

Na parte superior da Formação Rio do Sul, associações de facies detríticas mais grossas voltam a intercalar-se nos folhelhos marinhos profundos, que caracterizam a maior parte da sequência sedimentar da unidade. Incluem elas diamictitos de fluxo, arenitos lenticulares e sigmoidais com estratificação cruzada, arenitos depositados por fluxos densos, que podem se superpor e intercalar-se caoticamente, arenitos caóticos, e ritmitos regulares identificados como varvitos. Estes contêm abundantes clastos caídos, sobredimensionados (até métricos em diâmetro), depósitos de despejo e de aterramento associados a sulcos de arrasto de icebergs (SANTOS et al., 1992).

Os ambientes de sedimentação inferidos para esses conjuntos, ou seja, glácio-marinho proximal ou de pequena bacia costeira isolada, em associação com uma frente glacial em processo de desagregação ("calving"), sugerem a ocorrência de reavanços locais de geleiras remanescentes em direção às margens da "depressão" (**Fig. 87**). Tilitos basais depositados diretamente pela geleira ou feições glaciectônicas provocadas pelo deslocamento desta não foram, entretanto, registradas.

A deglaciação final da "depressão" de Rio do Sul foi acompanhada pela deposição marinha do topo da Formação Rio do Sul, possivelmente relacionada à variação do nível do mar. Esta é seguida pela instalação extensiva de condições marinhas mais rasas, evidenciando um regime regressivo, o qual é acompanhado pela progradação dos primeiros deltas basais da Formação Rio Bonito.

LEGENDA

Lobo glacial		Embasamento		Limite aproximado adotado para a área da "depressão" de Rio do Sul
Mar		Alto estrutural		Linhas de isoespesura (m)
Terras emersas/"altas"		Leques submarinos		Corpos de água instalados em entalhes ou embaiamentos costeiros
Icebergs		Lobo deltaico: Fm. Rio Bonito (Mb. Triunfo)		Marcas de arrasto causadas por icebergs

Fig. 87: Paleogeografia glacial: reincidência da ação glacial nas margens da "depressão" de Rio do sul.

9. SISTEMAS DEPOSICIONAIS

9.1. Introdução

A interação de diferentes tipos de ambientes sedimentares que caracteriza a história deposicional de sequências de sedimentos glaciogênicos ou depositados sob influência glacial, introduz considerável dificuldade no reconhecimento de associações de litofacies geneticamente relacionadas e no seu tratamento sistemático, em termos de sistemas deposicionais (FISHER, 1969; FISHER & BROWN, 1972).

O quadro mostrado na **Fig. 10** compara as diversas tentativas de subdivisão do pacote sedimentar da Formação Rio do Sul, na área da "depressão" de Rio do Sul, tendo em conta associações de facies e os correspondentes sistemas deposicionais distinguíveis na unidade. A subdivisão adotada leva em conta a proposta de MACHADO (1989) referente à seção da Formação Rio do Sul, na área de Alfredo Wagner. Tendo em vista a variação faciológica que se nota entre essa região (CASTRO, 1980a,b; 1988; 1991) e a tratada na presente Tese, algumas modificações foram introduzidas na caracterização dos sistemas e tratos de sistemas em comparação com o esquema de MACHADO (1989).

A distribuição geográfica e estratigráfica das associações reconhecidas é mostrada nos diagramas das **Figs. 15 e 16**.

9.2. Trato de Sistemas Depositionais Glaciais

Equivaleria, em parte, ao "Trato de Sistemas Depositionais Glácio-Proxiais" de MACHADO (1989), incluindo facies correspondentes a ambientes deposicionais adjacentes ou próximos à frente da geleira, durante as fases de avanço e recuo glacial.

Engloba dois sistemas deposicionais: **subglacial** e **glácio-marinho proximal**.

9.2.1. Sistema Depositional Subglacial

A associação de litofacies correspondente foi identificada na base da sequência examinada na maioria das seções estratigráficas levantadas (algumas incompletas). Inclui os depósitos de diamictito maciço, compactado (facies D₁), interpretado como tilito de alojamento, depositado durante o avanço da geleira aterrada, na "depressão" de Rio do Sul.

A única outra facies que pode possivelmente associar-se é constituída pelos sedimentos que preenchem a cavidade no embasamento, subjacente à camada de tilito de

alojamento da seção Ascurra-Fazenda Cristal (Perfil 10). Estes são tentativamente interpretados como depósitos de fusão de gelo ("melt-out till"), formados através da concentração de detritos provenientes do derretimento da base da geleira.

9.2.2. Sistema Depositional Glácio-Marinho Proximal

Cinco facies principais são abrangidas por este sistema, e suas respectivas interpretações são as seguintes: a) ritmito regular de silte e argila (facies R₁) = varvito; b) diamictito maciço, tabular ou acanalado (facies D₃) = depósitos de fluxo coesivo de detritos; c) arenito de estratificação cruzada planar a tangencial, ou horizontal (facies A₄) = depósitos flúvio-deltáicos, subaquáticos; d) arenito caótico (facies A) = depósitos de escorregamento; e e) diamictito estratificado (facies D₂) = "tilito de fluxo" (depósitos de fluxo de detritos, associados a tilito de alojamento).

Duas associações das facies acima podem ser reconhecidas.

A primeira, constituída pelas facies **a-d** compõem provavelmente leques de depósitos flúvio-deltáicos subaquáticos, lateralmente relacionados, intercalando-se no varvito ou superpondo-se, truncando este, identificados no topo da Formação Rio do Sul, em cortes da Rodovia BR-470, entre os km 157-164 (Perfil 11), entre as estradas de acesso a Agrônômica e Trombudo Central, estendendo-se para Oeste, até a localidade de Bracatinga, rumo a Pouso Redondo (Perfil 11). Ao sul da BR-470, a associação desenvolve-se extensivamente desde a entrada de Trombudo Central, até as proximidades de Vila Teodoro, mais a sudoeste. Ocorre ainda, por cerca de 1 km, ao longo da BR-470, a noroeste da entrada de Trombudo Central.

O intervalo estratigráfico contendo esta associação (**Figs. 15 e 16**) representa um período de suprimento abundante de detritos glaciogênicos (depósitos de lavagem subaquáticos), subaquaticamente, dentro da sub-bacia marinha, onde localmente depositava-se o varvito. A abundância de depósitos provenientes de, ou feições relacionadas a icebergs (clastos caídos, depósitos de despejo e aterramento, e marcas de arrasto) indicam a retomada da influência glacial e presença constante de gelo flutuante, associadamente à produção de grande quantidade de água de degelo, a partir de margem de geleira em processo de desagregação, conforme modelo proposto por SANTOS et al. (1992).

As facies desta associação dispõem-se de maneira mais ou menos alternada, conforme pode-se observar no Perfil 11 (**Anexo 12**), interdigitando-se e intercalando-se com o folhelho marinho.

A segunda associação ocorre na base da Formação Rio do Sul e inclui diamictito estratificado (facies D₂) ou ritmito regular (varvito, facies R₁) recobrimo diretamente, em contato brusco, o tilito de alojamento (Perfil 10), passando, transicionalmente, nos dois casos, a folhelho marinho com clastos. Representa depósitos ligados à fase de recuo glacial.

9.3. Trato de Sistemas Depositionais Marinhos Profundos

Compreende dois sistemas deposicionais: **marinho profundo** e o **de leques submarinos**. O primeiro, que inclui o folhelho negro marinho e facies associadas, é o mais desenvolvido da sequência sedimentar estudada, da qual compõe a maior porção. O segundo intercala-se no folhelho em diversos níveis estratigráficos, abrangendo um conjunto de facies clásticas grossas, depositadas através de movimentos gravitacionais de massa.

Vale notar que o termo "profundo", aqui utilizado, tem sentido relativo, devendo ser entendido no contexto de condições pelágicas do mar epicontinental que ocupou a Bacia do Paraná no Neopaleozóico.

Clastos caídos, mais frequentes na parte inferior e superior da sequência sedimentar correspondente a este trato, atestam a presença comum de icebergs, durante sua deposição.

9.3.1. Sistema Depositional Marinho Profundo

Ocorre em todas as seções examinadas estando melhor exposto em exposições próximas a Barra do Dollmann e José Boiteux (Perfil 20), Dona Ema e Presidente Getúlio (Perfil 9), Lontras (Perfil 12) e Rio do Sul (Perfil 11), consistindo de quatro facies principais: a) folhelho negro laminado ou "maciço" (facies F₁); b) folhelho negro laminado ou "maciço" com clastos caídos (facies F₂); c) folhelho laminado intercalado com arenito gradacional (facies F₃); e d) folhelho laminado intercalado com arenito gradacional, com clastos caídos (facies F₄).

A ausência generalizada de evidências de retrabalhamento por ondas atesta a deposição do folhelho negro abaixo do nível de base das ondas normais ou de tempestade.

A maioria da sedimentação argilosa é apenas interrompida pela ocorrência dos clastos caídos e de intercalação de lâminas e camadas de turbiditos. Estes últimos são interpretados como turbiditos clássicos, de franja dos leques submarinos, e nesse contexto, são considerados componentes de uma facies dessa associação (F₃).

9.3.2. Sistema Depositional de Leques Submarinos

Inclui-se aí um conjunto de facies características de diferentes zonas de leques submarinos, a saber: a) conglomerado desorganizado (facies C₁); b) conglomerado inversa a normalmente gradacional (facies C₂); c) conglomerado normalmente gradacional (facies C₃); d) arenito maciço, tabular ou acanalado (facies A₁); e) arenito gradacional (facies A₂); f) arenito caótico ("mélange") (facies A₃); g) diamictito maciço, tabular ou acanalado (facies D₃).

Afloramentos das litofacies características podem ser examinados em várias das seções medidas. Um dos melhores exemplos, já referido por CASTRO (1980a,b; 1988; 1991), ocorre na parte média do Perfil 11 (**Anexo 12**). A associação está excelentemente exposta na rodovia SC-302, no trecho Rio do Sul-Ituporanga, ao longo de pelo menos 20 km, e, em parte, na Rodovia BR-470 entre os km 140 e 155. O afloramento mais notável, contudo, corresponde aos cortes da Barragem Norte, Barra do Dollmann, conforme descrições no item 7.2.

Nas **Figs. 15 e 16**, vê-se que associações de facies características desse sistema dispõem-se em várias alturas estratigráficas, configurando a recorrência dos processos sedimentares ligados à construção dos leques submarinos. Caracterizam eles intervalos de grande suprimento sedimentar, a partir de fontes localizadas marginalmente à "depressão", através de fluxos que se deslocaram centripetamente em direção ao interior da sub-bacia.

Conforme já acima comentado, esses intervalos podem estar relacionados a ocorrência de variações de nível do mar, durante o recuo do lobo glacial.

9.4. Trato de Sistemas Depositionais Marinhos Rasos (Transicional)

Associações de facies correspondentes distribuíram-se extensivamente na parte superior da Formação Rio do Sul, encerrando a deposição desta unidade.

Além das facies envolvendo interlaminação de arenito muito fino/folhelho siltico interpretados como indicativos de condições regressivas, que se superpõem ao folhelho marinho de águas profundas, poderia ser aí incluída a associação de facies do Sistema Depositional Deltáico, da base da Formação Rio Bonito (Membro Triunfo), que se estabelece de forma progradacional sobre os depósitos marinhos rasos (CASTRO, 1980a,b; 1988; 1991; 1992). Por razões puramente litoestratigráficas, não será este aqui tratado.

9.4.1. Sistema Depositional Marinho Raso

As litofacies aqui incluídas representam sequência de depósitos interlaminados de areia muito fina e folhelho siltico, representativos de deposição: a) em região de inframaré, abaixo do nível de atuação das ondas normais, porém atingidos por ondas de tempestades = facies interlaminado inferior (facies I₁); b) em partes inferiores de planícies de marés (planície de maré inferior a intermediária) = facies interlaminado intermediário (facies I₂); c) sob condições intermarés (planície de maré intermediária) = facies interlaminado superior (facies I₃).

Com exceção da região de Alfredo Wagner (MACHADO, 1989), este sistema deposicional foi identificado em todas as seções examinadas (**Figs. 15 e 16**). Os afloramentos mais notáveis situam-se nos arredores de Rio d'Oeste (Perfil 1, e a cerca de 3 km a sudoeste de Trombudo Central (Perfil 11).

A espessura da sequência parecem aumentar na área ao norte da BR-470, em direção ao Alto de Porto União, evidenciando a extensão das condições marinhas rasas, nessa parte da "depressão" de Rio do Sul.

A sequência esporádica de clastos caídos, possivelmente transportados por gelo flutuante sazonal, indica a permanência de clima frio durante a deposição dos sedimentos marinhos rasos.

10. CONCLUSÕES

A análise de litofacies realizada permitiu esclarecer vários aspectos da história sedimentar e paleogeográfica, da área da "depressão" de Rio do Sul, que serão sumariados abaixo.

De particular relevância, foi o reconhecimento e interpretação das facies e feições indicativas da influência glacial, durante a deposição da Formação Rio do Sul.

. A reconstrução acurada da geometria da "depressão", resultante da elaboração de mapa de isópacas e do melhor conhecimento da distribuição espacial das principais litofacies, sugere, em comparação com os elementos do arcabouço estratigráfico conhecido da área, um controle tectônico da subsidência da sub-bacia, através da atuação de falhamentos normais sudeste-noroeste e subsidiariamente oeste-sudoeste/leste-nordeste.

. A geração da estrutura foi aparentemente contemporânea à fase de reorganização tectônica da Bacia do Paraná, no Eopermiano (intervalo bioestratigráfico H₁), quando um basculamento geral da bacia provocou o deslocamento dos principais depocentros do Subgrupo Itararé, em direção sul (SANTOS, 1987; SANTOS et al., 1992). Mapas de isópacas e distribuição de litofacies, referentes a esses intervalos (SANTOS, 1987), mostram a migração da área mais subsidente, da parte central do Estado de Santa Catarina para sudeste, em direção à margem oriental da Bacia do Paraná. A ampliação do âmbito da sedimentação do Subgrupo Itararé, resulta em recobrimento progressivo do Escudo Sul-Riograndense, configurando uma situação de "onlap".

. A partir desses elementos e da análise sedimentológica e paleogeográfica realizada, pode-se conceber a "depressão" do ponto de vista fisiográfico, como uma baía ampla, de mais de 200 km de comprimento, por mais de 100 km de largura, na parte centro-leste do Estado de Santa Catarina, permanentemente ligada à área principal da Bacia do Paraná. O Alto de Porto União pode ter produzido o isolamento parcial da baía, junto à sua abertura, em direção noroeste.

. Durante o Permiano inferior (intervalo bioestratigráfico H₁), um lobo glacial do manto de gelo do Gondvana, deslocando-se de sudeste-noroeste, ocupou a "depressão" de Rio do Sul, adentrando aterrado na Bacia do Paraná. Dados parciais de feições de abrasão glacial sugerem que o lobo possa ter se estendido até o Alto de Porto União, onde estabilizou-se, formando uma margem de geleira de maré. Essa configuração implica na ocupação da "depressão" por uma imensa massa de gelo, cujo efeito glácio-isostático deve ter acentuado a subsidência da sub-bacia.

. No seu deslocamento, o lobo glacial de Rio do Sul moveu-se sobre o embasamento, formado de rochas cristalinas (Grupo Brusque) e metassedimentos do Grupo Itajaí, erodindo-o, moldando a "depressão", e também sobre sedimentos mais antigos do Subgrupo Itararé. Durante esse evento, depósitos extensos, mas descontínuos de tilito basal (de alojamento) foram depositados.

. O recuo glacial que se seguiu é contemporâneo à ampliação da inundação da Bacia do Paraná, por um mar epicontinental, que invadiu também a "depressão" de Rio do Sul. É possível que a recessão rápida da frente da geleira tenha sido influenciada pelo descolamento da sua base, durante a transgressão, acompanhada da desagregação ("calving") intensa.

. Depósitos proglaciais subaquáticos ("tilitos de fluxo", varvitos), resultaram da fase de recuo do gelo, instalando-se sobre estes, a seguir, um ambiente marinho profundo, onde passou a se depositar espessa e extensa sequência de folhelho negro. Numerosos leques submarinos interdigitam-se com o folhelho, configurando repetidos episódios de grande suprimento de detritos glaciogênicos, formados marginalmente à "depressão", a partir da geleira em recessão, e que fluíram centripetamente para o interior da sub-bacia. A frequência de clastos caídos, dispersos no folhelho, atestam a permanência da influência glacial.

. A recorrência de associações de litofacies características de leques ou lobos de sedimentos proglaciais subaquáticos, interdigitados na parte superior da Formação Rio do Sul, estaria associada ao retorno de ação glacial, porém não documentada por depósitos subglaciais ou estruturas associadas. De especial interesse é a ocorrência de espessa sequência de varvito contendo abundantes clastos caídos, depósitos provenientes de icebergs flutuantes e aterrados, às vezes associados a sulcos de arrasto destes.

. A análise litofaciológica da sequência sedimentar, formada sob as condições delineadas acima, levou ao reconhecimento de associações de facies características de diversos sistemas deposicionais referidos, a saber: a) trato de sistemas deposicionais glaciais; b) trato de sistemas deposicionais marinhos profundos; c) trato de sistemas deposicionais marinhos rasos.

11. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AALTO, K.R. - 1976 - Sedimentology of a Mélange: Franciscan of Trinidad, California. **Journal of Sedimentary Petrology**, 46:913-929.
- ALLEN, P.A. & ALLEN, J.R. - 1990 - **Basin Analysis: principles and applications**. Oxford, Blackwell Scientific Publications. 451 p.
- ANJOS, C.E. - 1986 - **Tectônica da borda da Bacia do Paraná e de seu embasamento na região de Itajaí-Lages-Santa Catarina - uma abordagem com imagens fotográficas do sistema Landsat e mosaicos de radar**. São Paulo, 160 p. (Tese de Doutorado Instituto de Geociências/USP.)
- ANDERSON, J.B. & MOLNIA, B.F. - 1989 - Glacial-marine sedimentation. Washington, American Geophysical Union. 127 p. (Short course in Geology, 9.)
- ANDERSON, J.B.; BRAKE, C.F.C.; MYERS, N.C. - 1984 - Sedimentation on the Ross Sea Continental Shelf, Antarctica. **Marine Geology**, 57:295-333.
- ANDERSON, J.B.; KURTZ, D.D.; WEAVER, F.M. - 1979 - Sedimentation on the Antarctic Continental Slope. *In*: DOYLE, L.S. & PILKEY, O.H. (eds.). **Geology of Continental Slopes**. Tulsa, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. P. 265-283. (Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 27.)
- ANDERSON, J.B.; KENNEDY, D.S.; SMITH, M.J.; DOMACK, E.W. - 1991 - Sedimentary facies associated with Antarctica's floating ice masses. **Special Paper. Geological Society of America**, 261:1-25.
- ASHLEY, G.M. - 1975 - Rhythmic sedimentation in glacial Lake Hitchcock, Massachusetts-Connecticut. *In*: JOPLING, A.V. & McDONALD, B.C. (eds.). **Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation**. Tulsa, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. P. 304-320. (SEPM, Special Publication, 23.)
- ASHLEY, G.M.; BOOTHROYD, J.C.; BURNS JR., H.W. - 1991 - Sedimentology of Late Pleistocene (Laurentide) deglacial-phase deposits, eastern Maine; An example of a temperate marine grounded ice-sheet margin. **Special Paper. Geological Society of America**, 261:107-205.
- ASTIN, T.R. & ROGERS, D.A. - 1991 - Subaqueous shrinkage cracks in the devonian of Scotland reinterpreted. **Journal of Sedimentary Petrology**, 61(5):850-859.
- BATES, R.L. & JACKSON, J.A.- 1987 - **Glossary of Geology**. Virginia, American Geological Institute. 788 p.
- BJERRUM, L. - 1971 - Subaqueous slope failures in norwegian fjords. **Norwegian Geotechnical Institute**, 88:1-8.
- BOERSMA, J.R. & TERWINDT, J.H.J. - 1981 - Neap-spring tide sequences of intertidal shoal deposits in a mesotidal estuary. **Sedimentology**, 28:151-170.
- BOULTON, G.S. - 1968 - Flow tills and related deposits on some Vestspitabergen glaciers. **Journal of Glaciology**, 7(51):391-412.

- BOULTON, G.S. - 1970a - On the origin and transport of englacial debris in Svalbard Glaciers. **Journal of Glaciology**, 19:213-229.
- BOULTON, G.S. - 1970b - On the deposition of subglacial and melt-out tills at the margins of certain Svalbard Glaciers. **Journal of Glaciology**, 9(56):231-245.
- BOULTON, G.S. - 1971 - Till genesis and fabric in Svalbard, Spitsbergen. *In*: GOLDTHWAIT, R.P. (ed.). **Till: a symposium**. Ohio, Ohio State University Press. P. 41-72.
- BOULTON, G.S. - 1972 - Modern Arctic Glaciers as depositional models for former ice sheets. **Quarterly Journal of Geological Society of London**, 128:361-393.
- BOULTON, G.S. - 1974 - Processes and patterns of glacial erosion. *In*: COATES, D.R. (ed.). **Glacial geomorphology**. Binghamton, State University New York. P. 41-87.
- BOULTON, G.S. - 1975 - Processes and patterns of subglacial sedimentation: a theoretical approach. *In*: WRIGHT, A.E. & MOSELY, F. (eds.). **Ice ages: ancient and modern**. Liverpool. Seel House Press. P. 7-42.
- BOULTON, G.S. - 1976a - A genetic classification of tills and criteria for distinguishing tills of different origin. *In*: STANKOWSKI, W. (ed.). **Till: its genesis and diagenesis**. Poznan, University Mickiewiez. P. 65-80. (Seria Geografia, 12.)
- BOULTON, G.S. - 1976b - The origin of glacially fluted surfaces observations and theory. **Journal of Glaciology**, 17(76):287-309.
- BOULTON, G.S. - 1978 - Boulder shapes and grain-size distributions of debris as indicator of transport paths through a glacier and till genesis. **Sedimentology**, 25:773-799.
- BOULTON, G.S. - 1979 - Processes of glacier erosion on different substrata. **Journal of Glaciology**, 23(89):15-38.
- BOULTON, G.S. - 1982 - Subglacial processes and the development of glacial bedforms. *In*: GUELPH SYMPOSIUM ON GEOMORPHOLOGY, 6, Norwich, 1982. **Proceedings** Norwich, Geo-Books. P. 1-31.
- BOULTON, G.S. & DEYNOUX, M. - 1981 - Sedimentation in glacial environments and the identification of tills and tillites in ancient sedimentary sequences. **Precambrian Research**, 15(3-4):397-422.
- BOULTON, G.S. & PAUL, M.A. - 1976 - The influence of genetic processes on some geotechnical properties of glacial tills. **Quaternary Journal of Engineering Geology**, 9:159-194.
- BOULTON, G.S. & EYLES, N. - 1979 - Sedimentation by valley glaciers: a model and genetic classification. *In*: **Moraines and varves: origin, genesis, classification**. Rotterdam, A.A. Balkema. P. 11-24.
- BOULTON, G.S.; DENT, D.L.; MORRIS, E.M. - 1974 - Subglacial shearing and crushing and the role of water pressures in tills from south-east Iceland, **Geografiska Annaler**, 56:135-145.
- BOULTON, G.S.; MORRIS, E.M.; ARMSTRONG, A.A.; THOMAS, A. - 1979 - Direct measurements of stress at the base of a glacier. **Journal of Glaciology**, 22:3-24.

- BOUMA, A.H. - 1962 - **Sedimentology of Some Flysch Deposits: a graphic approach to facies interpretation.** Amsterdam, Elsevier. 168 p.
- BOUMA, A.H. - 1985 - Introduction to submarine fans and related turbidite systems. *In:* BOUMA, A.H., NORMARK W.H.; BARNES N.E. (eds.), **Submarine fans and related turbidite systems: frontiers in sedimentary geology.** New York, Springer-Verlag. P. 3-5.
- BRODZIKOWSKI, K. & VAN LOON, A.J. - 1991 - **Glacigenic sediments.** Amsterdam, Elsevier. 674 p. (Developments in sedimentology, 49).
- BURST, J.F. - 1965 - Subaqueously formed shrinkage cracks in clay. **Journal of Sedimentary Petrology**, 35:348-353.
- CANUTO, J.R. - 1985 - **Origem dos diamictitos e de rochas associadas do Subgrupo Itararé, no sul do Estado do Paraná e norte do Estado de Santa Catarina.** São Paulo, 187 p. (Dissertação de Mestrado-Instituto de Geociências/USP.)
- CANUTO, J.R. - 1992 - Aspectos da sedimentação da Formação Rio do Sul (Permiano), na região de Rio do Sul, SC. **Boletim IG-USP, Publicação Especial**, 12:29-30. (Apresentado na Jornadas Científicas, 2, São Paulo, 1992.)
- CASTRO, J.C. - 1980a - Facies ambientes e sequências deposicionais das Formações Rio do Sul e Rio Bonito, Leste de Santa Catarina. Rio de Janeiro, Petrobrás/CENPES. 51 p. (Relatório Interno, 232.)
- CASTRO, J.C. - 1980b - Facies, ambientes e sequências deposicionais das Formações Rio do Sul e Rio Bonito, leste de Santa Catarina. *In:* CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Camboriú, 1980. **Anais.** Camboriú, SBG. V. 1, 283-299.
- CASTRO, J.C. - 1988 - Stratigraphic framework of Rio do Sul/Rio Bonito Formations. *In:* INTERNATIONAL GONDWANA SYMPOSIUM, 7, São Paulo, 1988. **Guide Book Excursion A₂.** Rio de Janeiro, Petrobrás-CENPES. Part 2, p. 1-8.
- CASTRO, J.C. - 1991 - **A evolução dos sistemas glacial, marinho e deltáico das Formações Rio do Sul e Rio Bonito/Mb. Triunfo (Eopermiano), sudeste da Bacia do Paraná.** Rio Claro, 147 p. (Tese de Doutorado-Instituto de Geociências e Ciências Exatas/UNESP.)
- CASTRO, J.C. - 1992 - Análise estratigráfica dos sistemas glaciais, marinhos e deltáicos da sucessão Rio do Sul-Rio Bonito/Mb. Triunfo (Eopermiano), sudeste da Bacia do Paraná. *In:* CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo, 1989. **Resumo das Comunicações.** São Paulo, SBG. P. 538-539.
- CASTRO, J.C. & MEDEIROS, R.Á. - 1980 - Facies e modelos de sedimentação das Formações Rio do Sul e Rio Bonito, leste de SC - Facies e evolução sedimentar do Grupo Passa Dois na BR-470, SC. *In:* CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Camboriú, 1980. **Roteiro de excursões.** Camboriú, SBG-Núcleo RS/SC. P. 69-97.
- COHEN, J.M. - 1979 - Deltaic sedimentation in glacial Lake Blessington, County Wicklow, Ireland. *In:* SCHLUCHTER, E.T.H. & ZURICH, H. (eds.). **Moraines and varves: origin/genesis/classification.** Rotterdam, A.A. Balkema. P. 357-367.

- COLLINSON, J.D. & THOMPSON, D.B. - 1989 - **Sedimentary structures**. 2nd. ed. London, Ed. Unwin Hyman. 207 p.
- CONYBEARE, C.E.B. & CROOK, K.A.W. - 1968 - Manual of sedimentary structures. **Bulletin. Bureau of Mineral Resources Geology and Geophysics**, 102:1-327.
- COWAN, E.A. & POWELL, R.D. - 1991 - Ice-proximal sediment accumulation rates in a temperate glacial fjord, southeastern Alaska. **Special Paper. Geological Society of America**, 261:61-73.
- CREVELLO, P.D. & SCHLAGER, W. - 1980 - Carbonate debris sheets and turbidites, Exuma Sound, Bahamas. **Journal of Sedimentary Petrology**, 50:1121-1148.
- CROSSEN, K.J. - 1991 - Structural control of deposition by Pleistocene tidewater glaciers, Gulf of Maine. **Special Paper. Geological Society of America**, 261:127-135.
- DAEMON, R.F. & QUADROS, L.P. - 1970 - Bioestratigrafia do Neopaleozóico da Bacia do Paraná. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 24, Brasília, 1970. **Anais. Brasília, SBG**. P. 359-414.
- DELLA FÁVERA, J.C. - 1984 - Eventos de sedimentação episódica nas bacias brasileiras. Uma contribuição para atestar o caráter pontuado do registro sedimentar. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. **Anais. Rio de Janeiro, SBG**. V. 1, p. 489-501.
- DIONNE, J.C. - 1985 - Formes, figures et faciès sédimentaires glaciels des estrans vaseux des régions froides (Forms, figures and glacial sedimentary facies of muddy tidal flats of cold regions). **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, 51:415-451.
- DONOVAN, R.N. & FOSTER, R.J. - 1972 - Subaqueous shrinkage, cracks from the Caithness Flagstone Series (Middle Devonian) of Northeast Scotland. **Journal of Sedimentary Petrology**, 42:309-317.
- DOTT JR., R.H. - 1963 - Dynamics of subaqueous gravity depositional processes. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, 47:104-128.
- DOTT JR., R.H. - 1983 - Episodic sedimentation - how normal is average? How rare is rare? Does it matter? **Journal of Sedimentary Petrology**, 53:5-23.
- DOTT JR., R.H. - 1988 - An episodic view of shallow marine clastic sedimentation. *In*: BOER, P.L.; VAN GELDER, A.; NIO, S.D. (eds.). **Tide-influenced sedimentary environments and facies**. Boston, D. Reidel Publishing Company. P. 3-12.
- DREIMANIS, a. - 1976 - Tills: their origin and properties. *In*: LEGGET, R.F. (ed.). **Glacial till: an interdisciplinary study**. Ottawa, Royal Society of Canada. P. 11-49. (Royal Society of Canada, Special Publication, 12.)
- DREIMANIS, A. - 1979 - The problem of waterlaid tills. *In*: SCHLUCHTER, C. (ed.), **Moraines and varves**. Rotterdam, A.A. Balkema. P. 167-177.
- DREWRY, D. - 1987 - **Glacial geologic processes**. London, Edward Arnold. 276 p.
- DREWRY, D.J. & LIESTOL, O. - 1985 - Glaciological investigations of surging ice caps in nordaustlandet, Svalbard, 1983. **Polar Record**, 22:359-378.

- EDWARDS, M.B. & FOYN, S. - 1981 - Late Precambrian tillites in Finnmark, North Norway. *In*: HAMBREY, M.J. & HARLAND, W.B. (eds.). **Earth's Pre-Pleistocene glacial record**. Cambridge University Press. P. 606-609.
- EHLERS, J. & STEPHAN, H.J. - 1979 - Forms at the base of till strata as indicators of ice movements. **Journal of Glaciology**, 22(87):345-355.
- EINSELE, G. - 1991 - Submarine mass flow Deposits and turbidites. *In*: EINSELE, G.; RICKEN, W.; SEILACHER, A. (eds.). **Cycles and events in stratigraphy**. New York, Springer-Verlag. P. 313-339.
- ELSON, J.A. - 1988 - Comment on glacioteconite, deformation till, and comminution till. *In*: GOLDTWAIT, R.P. & MATSCH, C.L. (eds.). **Genetic classification of glacial deposits**. Rotterdam, A.A. Balkema. P. 85-88.
- ELVERHOI, A. - 1984 - Glacial and associated marine sediments in the Weddell Sea, fjords of Spitsbergen and the Barents Sea: A review. **Marine Geology**, 57:53-88.
- ELVERHOI, A.; LONNE, O.; SELAND, R. - 1983 - Glaciomarine sedimentation in a modern fjord environment, Spitsbergen. **Polar Research**, 1:127-149.
- EVENSON, E.G.; DREIMANIS, A.; NEWSOME, J.W. - 1977 - Subaquatic flow tills: a new interpretation for the genesis of some laminated till deposits. **Boreas**, 6:115-133.
- EYLES, N. - 1979 - Facies of supraglacial sedimentation on Icelandic and Alpine temperate glaciers. **Canadian Journal of Earth Sciences**, 16:1341-1361.
- EYLES, N. - 1987 - Late Pleistocene depositional systems of metropolitan Toronto and their engineering and glacial geological significance. **Canadian Journal of Earth Sciences**, 24:1009-1021.
- EYLES, N. - 1990 - Marine debris flows: Late Precambrian "tillites" of the Avalonian-Cadomian orogenic belt. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, 79:73-98.
- EYLES, N. & LAGOE, M.B. - 1990 - Sedimentation patterns and facies geometries on a temperate glacially-influenced continental shelf: the Yakataga Formation, Middleton Island, Alaska. *In*: DOWDESWELL, J.A. & SCOURSE, J.D. (eds.). **Glaciomarine environments: processes and sediments**. London, Geological Society. P. 363-386. (Geological Society Special Publication, 53.)
- EYLES, N.; CAROLYN, H.E.; MIAL, A.D. - 1983 - Lithofacies types and vertical profile models; an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict and diamictite sequences. **Sedimentology**, 30:393-410.
- EYLES, N.; EYLES, C.H.; MIAL, A.D. - 1985 - Models of glaciomarine sedimentation and their application to the interpretation of ancient glacial sequences. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, 51:15-84.
- EYLES, C.H.; EYLES, N.; LAGOE, M.B. - 1991 - The Yakataga Formation; a Late Miocene to Pleistocene record of temperate glacial marine sedimentation in the Gulf of Alaska. **Special Paper. Geological Society of America**, 261:159-180.

- FAIRBRIDGE, R.W. & BOURGEOIS, J. - 1978 - **The Encyclopedia of Sedimentology**. Strondsburg, Dowden, Hutehinson & Ross. 901 p. (Encyclopedia of Earth Sciences, v. 6.)
- FISHER, R.V. - 1971 - Features of coarse-grained, high concentration fluids and their deposits. **Journal of Sedimentary Petrology**, 41:916-927.
- FISHER, W.L. - 1969 - Facies characterization of gulf coast basin systems, with some holocene analogies. **Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions**, 19:239-261.
- FISHER, W.L. & BROWN, L.F. - 1972 - **Clastic depositional systems** - A genetic approach to facies analysis. Austin, Bureau of Economic Geology University of Texas. 211 p.
- FLINT, R.F. - 1971 - **Glacial and Quaternary Geology**. New York, John Wiley and Sons. 809 p.
- FULFARO, V.J. - 1971 - **A evolução tectônica e paleogeográfica da bacia sedimentar do Paraná pelo "trend surface analysis"**. São Paulo, 112 p. (Tese de Livre-Docência-Instituto de Geociências/USP.)
- GAMA JR., H. - 1989 - Concepções estratigráficas em análise de bacias: B) sofismas conceituais e metodológicos da Layer cake stratigraphy. **Geociências (São Paulo)**, 8:11-20.
- GRAVENOR, C.P. & ROCHA CAMPOS, A.C. - 1983 - Pattern of Late Paleozoic glacial sedimentation on the southeast side of the Paraná Basin, Brazil. **Palaogeography, Palaeclimatology, Palaecology**, 43:1-39.
- GUSTAVSON, T.C. - 1975 - Sedimentation and physical limnology in proglacial lake malaspina, southeastern Alaska. *In*: JOPLING, A.V. & McDONALD, B.C. (eds.). **Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation**. Tulsa, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. P. 249-263. (SEPM, Special Publication, 23.)
- HALDORSEN, S. - 1983 - Mineralogy and geochemistry of basal till and their relationship to till-forming processes. **Norsk Geolofisk Tidsskrift**, 63:15-25.
- HASTSHORN, J.H. - 1958 - Flow till in southeastern Massachusetts. **Geological Society of America Bulletin**, 69:477-482.
- HICOCK, S.R.; DREIMANIS, A. & BROSTER, B.E. - 1981 - Submarine flow tills at Victoria, British Columbia. **Canadian Journal of Earth Sciences**, 18:71-80.
- HOWELL, D.G. & VEDDER, J.G. - 1985 - Ferrello Turbidite System, California. *In*: BOUMA, A.B.; NORMARK, W.R.; BARNES, N.E. (eds). **Submarine fans and related turbidite systems: frontiers in sedimentary geology**. New York, Springer-Verlag. P. 193-198.
- JOPLING, A.V. & WALKER, R.G. - 1968 - Morphology and origin of ripple-drift cross lamination, with examples from the Pleistocene of Massachusetts. **Journal of Sedimentary Petrology**, 38:971-984.
- KAMB, B. - 1987 - Glacier surge mechanism based on linked cavity configuration of the basal water conduit system. **Journal of Geophysical Research**, 92(B9):9083-9100.
- KAMB, B.; RAYMOND, C.F.; HARRISON, W.D.; ENGLEHARDT, H.; ECHELMAYER, K.A.;

- HUMPHREY, N.; BRUGMAN, M.M.; PFEFFER, T. - 1985 - Glacier surge mechanism 1981-1983 surge of Variegated Glacier, Alaska. **Science**, 227:469-479.
- KENDALL, C.G.St.C. & Schlager, W. - 1981 - Carbonates and relative changes in sea level. **Marine Geology**, 44:181-212.
- KLEIN, G. de V. - 1970 - Depositional and dispersal dynamics of intertidal sand bars. **Journal of Sedimentary Petrology**, 40:1095-1127.
- KLEIN, G. de V. - 1971 - A sedimentary model for detrminig paleotidal range. **Geological Society of America Bulletin**, 82:2585-2592.
- KLEIN, G. de V. - 1972 - Determination of Paleotidal range in clastic sedimentary rocks. *In*: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 24, 1972. Quebec, Harpell's Press. V. 6, p. 397-405.
- KLEIN, G. de V. - 1975 - Tidalits in the Eureka Quartzite (Ordovician) eastern California and Nevada. *In*: GINSBURG, R.N. (ed.). **Tidal deposits**. New York, Springer-Verlag. P. 145-151.
- KREBS, A.S.J. & MENEZES FILHO, N.R. - 1984 - **Projeto mapeamento geológico para carvão, área de Taió-Rio do Sul**. Porto Alegre, CPRM. 130 p. (Relatório Final/Relatório Interno.)
- KRIMMEL, R.M. & MEIER, M.F. - 1989 - Glaciers and Glaciology of Alaska. *In*: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 28, 1989. **Field trip**. Washington, AGU. V. 2, p. T301:1-61.
- KRUGER, J. - 1979 - Structures and textures in till indicating subglacial deposition. **Boreas**, 8:323-340.
- KUENEN, P.H. & Migliorini, C.I. - 1950 - Turbidity currents as a cause of graded bedding. **Journal of Geology**, 58:91-127.
- LAWSON, D.E. - 1979a - Sedimentological analysis of the western terminus region of the Matanuska Glacier, Alaska. (**CRREL Report**, 76-9.)
- LAWSON, D.E. - 1979b - A comparison of the pebble orientations in ice and deposits of the Matanuska Glacier, Alaska. **Journal of Geology**, 87:629-645.
- LAWSON, D.E. - 1981 - Sedimentological characteristics and classification of depositional processes and deposits in the glacial environment. (**CRREL Report**, 81-27.)
- LAWSON, D.E. - 1982 - Mobilization, movement and deposition of active subaerial sediment flows, Matanuska Glacier, Alaska. **Journal of Geology**, 90:279-300.
- LEMMEN, D.S. - 1990 - Glaciomarine sedimentation in Disraeli Fjord, High Arctic Canada. **Marine Geology**, 94:9-22.
- LEWIS, D.W.; LAIRD, M.G.; POWELL, R.D. - 1980 - Debris flow deposits of early Miocene age, deadman stream, Marlborough, New Zealand. **Sedimentary Geology**, 27:83-118.
- LIESTOL, O. - 1969 - Glacier surges in West Spitsbergen. **Canadian Journal of Earth Sciences**, 6:895-897.

- LINSAY, J.F. - 1968 - The development of clast fabric in mudflows. **Journal of Sedimentary Petrology**, 38:1242-1253.
- LOWE, D.R. - 1975 - Water-escape structures in coarse-grained sediments. **Sedimentology**, 22:157-204.
- LOWE, D.R. - 1976 - Subaqueous liquefied and fluidized sediment flows and their deposits. **Sedimentology**, 23:285-308.
- LOWE, D.R. - 1979 - Sediment gravity flows: their classification and some problems of application to natural flows and deposits. *In*: DOYLE, L.S. & PILKEY, O.H. (eds.). **Geology of continental slopes**. Tulsa. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. P. 75-82. (SEPM, Special Publication, 27.)
- LOWE, D.R. - 1982 - Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. **Journal of Sedimentary Petrology**, 52:279-297.
- LOWE, D.R. & LO PICCOLO, R.D. - 1974 - The characteristics and origins of dish and pillar structures. **Journal of Sedimentary Petrology**, 44:484-501.
- MCCABE, A.M. & EYLES, N. - 1988 - Sedimentology of an ice-contact glaciomarine delta, Carey Valley, Northern Ireland. **Sedimentary Geology**, 59:1-14.
- MACHADO, L.C.R. - 1989 - **Facies e arcabouço estratigráfico do Grupo Itararé em Alfredo Wagner (SC) - sedimentação periglacial**. Ouro Preto, 161 p. (Dissertação de Mestrado-Departamento de Geologia/UFOP.)
- MARQUES-TOIGO, M.; DIAS-FABRÍCIO, M.E.; GUERRA-SOMMER, M.; CAZZULO-KLEPZIG, M.; PICCOLI, A.E.M. - 1989 - Afloramentos da área de Trombudo Central, Permiano inferior, Santa Catarina: Palinologia, Icnologia e Sedimentologia. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 11, Curitiba, 1989. **Resumo das Comunicações**. Curitiba, SBP. P. 43-44.
- MCKENZIE, D.B. - 1975 - Tidal sand flat deposits in Lower Cretaceous Dakota Group near Denver, Colorado. *In*: Ginsburg, R.N. (ed.). **Tidal deposits: a casebook of recent examples and fossil counterparts**. Berlin, Springer. P. 117-125.
- MCLEAN, H. & HOWELL, D.G. - 1985 - Blanca Turbidite System, California. *In*: BOUMA, A.H.; NORMARK, W.R.; BARNES, N.E. (eds.). **Submarine fans and related turbidite systems: frontiers in sedimentary geology**. New York, Springer-Verlag. P. 167-172.
- MEDEIROS, R.A. & THOMAZ FILHO, A. - 1973 - Facies e ambientes deposicionais da Formação Rio Bonito. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27, Aracajú, 1973. **Anais**. Aracajú, SBG. V. 3, p. 3-12.
- MEDEIROS, R.A.; THOMAZ FILHO, A.; RONCARATTI, H. - 1971 - **Projeto Rio Bonito**. Ponta Grossa, Petrobrás. 24 p. (Relatório Interno DESUL 402.)
- MEIER, M.F. & POST, A. - 1989 - Fast tidewater glaciers. **Journal of Geophysical Research**, 92(B9):9051-9058.

- MENDES, J.C. - 1984 - **Elementos de Estratigrafia**. São Paulo, T.A. Queiroz/EDUSP. 566 p.
- MIALL, A.D. - 1977 - A review of the braided river depositional environment. **Earth Sciences Reviews**, 13:1-62.
- MIDDLETON, G.V. - 1967 - Experiments on density and turbidity currents: III. Deposition of sediment. **Canadian Journal of Earth Sciences**, 4:475-505.
- MIDDLETON, G.V. - 1970 - Experimental studies related to problems of flysch sedimentation. *In*: LAJOIE, J. (ed.). **Flysch Sedimentology in North America**. Toronto, Geological Association of Canada. P. 253-272. (Geological Association of Canada, Special Paper, 7.)
- MIDDLETON, G.V. & BOUMA, A.H. (eds.) - 1973 - **Turbidites and deep water sedimentation: pacific section**. Los Angeles, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. 157 p. (SEPM, Short Course Notes.)
- MUTTI, E. & RICCI LUCHI, F. - 1978 - Turbidites of the Northern Apennines. Introduction to facies analysis. **International Geological Reviews**, 20:125-166.
- NARDIN, T.R.; HEIN, F.J.; GORSLINE, D.S. & EDWARDS, B.D. - 1979 - A review of mass movement processes, sediment and acoustic characteristics and contrasts in slope and base of slope systems versus canyon-fan-basin floor basins. *In*: DOYLE, L.S. & PILKEY, O.H. (eds.). **Geology of continental slopes**. Tulsa, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. P. 61-73. (SEPM, Short Course, 27.)
- NELSON, C.H. & KULM, L.D. - 1973 - **Submarine fans and channels, in turbidites and deep water sedimentation**. Los Angeles, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. P. 39-78. (SEPM, Short Course Notes.)
- NORTHFLEET, A.A.; MEDEIROS, R.A. & MUHLMANN, H. - 1969 - Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná. **Boletim Técnico da Petrobrás**, 2(3):291-346.
- PAUL, M.A. & EYLES, N. - 1990 - Constraints of the preservation of diamict facies (melt-out tills) at the margins of stagnant glaciers. **Quaternary Sciences Reviews**, 9:51-69.
- PICARD, M.D. - 1966 - Oriented, linear-shrinkage cracks in Green River Formation (Eocene), Raven Ridge Area, Vintor Basin, Utah. **Journal of Sedimentary Petrology**, 36:1050-1057.
- PICARD, M.D. - 1969 - Oriented, linear shrinkage cracks in Alcova limestone Member (Triassic), southern Wyoming. **Contributions to geology**, University of Wyoming, 8:1-7.
- PLUMMER, P.S. & GOSTIN, V.A. - 1981 - Shrinkage cracks: desiccation or syneresis? **Journal of Sedimentary Petrology**, 51:1147-1156.
- POSAMENTIER, H.W. & VAIL, P.R. - 1988 - Eustatic Controls on Clastic Deposition II - Sequence and Systems Tract Models. *In*: WILGUS, C.K. (ed.). **Sea-level changes: an integrated approach**. Tulsa, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. P. 125-154. (SEPM, Special Publication, 42.)
- POSAMENTIER, H.W. & ALLEN, G.P. - 1993 - Variability of the sequence stratigraphic model: effects of local basin factors. **Sedimentary Geology**, 86:91-109.
- POST, A. - 1975 - Preliminary hydrography and historic terminal changes of Columbia Glacier, Alaska. **Atlas 559**. Reston, U.S. Geological Survey.

- POSTMA, G. - 1986 - Classification for sediment gravity-flow deposits based on flow conditions during sedimentation. **Geology**, 14:291-294.
- POWELL, R.D. - 1981 - A model for sedimentation by tidewater glaciers. **Annals of Glaciology**, 2:129-134.
- POWELL, R.D. - 1991 - Grounding-line systems as second-order controls on fluctuations of tidewater termini of temperate glaciers. **Special Paper. Geological Society of America**, 261:75-93.
- POWELL, R.D. & MOLNIA, B.F. - 1989 - Glacimarine sedimentary processes, facies, and morphology of the south-southwest Alaska shelf and fjords. **Marine Geology**, 85:359-390.
- RAAF, J.F.M. de & BOERSMA, J.R. - 1971 - Tidal deposits and their sedimentary structures (seven examples from Western Europe). **Geologie en Mijnbouw**, 50:479-504.
- RAAF, J.F.M. de; BOERSMA, J.R.; GELDER, A. Van - 1977 - Wave-generated structures and sequences from a shallow marine succession, Lower Carboniferous, County Cork, Ireland. **Sedimentology**, 24:451-483.
- RAPPOL, M. - 1983 - **Glacigenic properties of till. Studies in glacial sedimentology from the Allgon Alps and the Netherlands.** Amsterdam, 225 p. (Thesis Ph.D. Doctor-Amsterdam University.)
- REINECK, H.E. & SINGH, I.B. - 1980 - **Depositional sedimentary environments.** 2nd. ed. New York, Springer-Verlag. 549 p.
- RICCI LUCCHI, F. - 1985 - Marnoso-Arenacea Turbidite System, Italy. *In*: BOUMA, A.H.; NORMARK, W.R.; BARNES, N.E. (eds.). **Submarine fans and related turbidite systems: frontiers in sedimentary geology.** New York, Springer-Verlag. P. 209-216.
- RICCI LUCCHI, F.; COLELLA, A.; GABBIANELLI, G.; ROSSI, S.; NORMARK, W.R. - 1985 - Crati Fan, Mediterranean. *In*: BOUMA, A.H.; NORMARK, W.R.; BARNES, N.E. (eds.). **Submarine fans and related turbidite systems: frontiers in sedimentary geology.** New York, Springer-Verlag. P. 51-57.
- RICH, J.L. - 1950 - Flow markings, groovings and intrastratal crumplings as criteria for the recognition of slope deposits with illustrations from the Silurian rocks of Wales. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, 34:717-742.
- ROCHA CAMPOS, A.C. - 1967 - The Tubarão Group in the Brazilian portion of the Paraná Basin. *In*: BIGARELLA, J.J.; BECKER, R.D.; PINTO, I.D. (eds.). **Problems in Brazilian Gondwana Geology.** Curitiba, Universidade Federal do Paraná. P. 27-102.
- ROCHA CAMPOS, A.C. & CANUTO, J.R. - 1983 - Facies and sedimentary environments of Late Paleozoic diamictites and associated rocks in Southern Paraná and Northern Santa Catarina, Brazil. **Anais da Academia brasileira de Ciências**, 55(1):138.
- ROCHA CAMPOS, A.C. & SANTOS, P.R. - 1981 - The Itararé Subgroup, Aquidauana and San Gregório Formation, Paraná Basin, Southeastern South America. *In*: HAMBREY, M.J. & HARLAND, W.B. (eds.). **Earth's Pre-Pleistocene glacial record.** Cambridge, Cambridge University Press. P. 842-852.

- ROCHA CAMPOS, A.C. & SUNDARAM, D. - 1981 - Geological and Palynological observations on Late Paleozoic varvites from the Itararé Subgroup, Paraná Basin, Brazil. *In*: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE PALEONTOLOGIA, 2, Porto Alegre, 1981. **Anais**. Porto Alegre, Instituto de Geociências, UFRJ. V. 1, p. 257-275.
- ROCHA CAMPOS, A.C.; ERNESTO, M.; SUNDARAM, D. - 1981 - Geological palynological and paleomagnetic investigations on Late Paleozoic varvites from the Paraná Basin, Brazil. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA REGIONAL, 3, Curitiba, 1981. **Atas**. Curitiba, SBG. V.2, p. 162-175.
- ROCHA CAMPOS, A.C.; FARJALLAT, J.E.S.; YOSHIDA, R. - 1969a - Facies e paleogeografia do Subgrupo Itararé na Bacia do Paraná. **Anais da Academia brasileira de Ciências**, 4(2):211-213.
- ROCHA CAMPOS, A.C.; FARJALLAT, J.E.S.; YOSHIDA, R. - 1969b - Crescentic marks on a Late Paleozoic glacial pavement in Southeastern Brazil. **Geological Society of America Bulletin**, 80(6): 1123-1126.
- ROCHA CAMPOS, A.C.; MACHADO, L.C.R.; SANTOS, P.R.; CANUTO, J.R. & CASTRO, J.C. - 1988 - Pavimento estriado da glaciação neopaleozóica em Alfredo Wagner, Santa Catarina, Brasil. **Boletim IG-USP. Série Científica**, 19:39-46.
- ROCHA CAMPOS, A.C.; SANTOS, P.R.; CANUTO, J.R. - 1992 - Structures and bedforms associated with the Late Paleozoic diamictites of the Paraná Basin, Brazil, indicative of subglacial processes. *In*: INTERNATIONAL DRUMLIN SYMPOSIUM AND INQUA COMMISSION ON FORMATION AND PROPERTIES OF GLACIAL DEPOSITS, 4, Coleraine, University of Ulster. Abstracts.
- ROEP, T.B. & EVERTS, A.J. - 1992 - Pillow-beds: a new type of sismites? An example from an Oligocene turbidite fan complex, Alicante, Spain. **Sedimentology**, 39:711-724.
- SAAD, A.R. - 1977 - **Estratigrafia do Subgrupo Itararé no centro e sul do Estado de São Paulo**. São Paulo, 107 p. (Dissertação de Mestrado-Instituto de Geociências/USP.)
- SANTOS, P.R. - 1979 - **Distribuição estratigráfica, característica e facies de diamictitos e rochas associadas do Subgrupo Itararé no centro e sul do Estado de São Paulo**. São Paulo, 135 p. (Dissertação de Mestrado-Instituto de Geociências/USP.)
- SANTOS, P.R. - 1987 - **Facies e evolução paleogeográfica do Subgrupo Itararé/Grupo Aquidauana (Neopaleozóico) na Bacia do Paraná, Brasil**. São Paulo, 2 v. (Tese de Doutorado-Instituto de Geociências/USP.)
- SANTOS, P.R.; ROCHA CAMPOS, A.C. & CANUTO, J.R. - 1992 - Estruturas de arrasto de icebergs em ritmitos do Subgrupo Itararé (Neopaleozóico), Trombudo Central, SC. **Boletim IG-USP. Série Científica**, 23:1-18.
- SCHNEIDER, R.L.; MUHLMANN, H.; TOMMASI, E.; MEDEIROS, R.A.; DAEMON, R.F.; NOGUEIRA, A.A. - 1974 - Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, Porto Alegre, 1974. **Anais**. Porto Alegre, SBG. V. 1, p. 41-65.

- SELLEY, R.C. - 1976 - **An Introduction to Sedimentology**. London, Academic Press. 408 p.
- SELLEY, R.C. - 1985 - **Ancient sedimentary environments and their subsurface diagnosis**. 3rd. ed. London, Chapman and Hall. 317 p.
- SHANLEY, K.W.; McCABE, P.J.; HETTINGER, R.D. - 1992 - Tidal influence in Cretaceous fluvial strata from Utah, USA: a key to sequence stratigraphic interpretation. **Sedimentology**, 39:905-930.
- SHANMUGAM, G. & MOIOLA, R.J. - 1982 - Eustatic control of turbidites and winnowed turbidites. **Geology**, 10:231-235.
- SHANMUGAM, G. & MOIOLA, R.J. - 1985 - Submarine fans models: Problems and solutions. *In*: BOUMA, A.H.; NORMARK, W.R.; BARNES, N.E. (eds.). **Submarine fans and related turbidite systems: frontiers in sedimentary geology**. New York, Springer-Verlag. P. 29-34.
- SHANMUGAM, G. & MOIOLA, R.J. - 1988 - Submarine fans: characteristics, models, classification, and reservoir potential. **Earth-Sciences Reviews**, 24:383-428.
- SHANMUGAM, G.; MOIOLA, R.J.; DAMUTH, J.E. - 1985 - Eustatic control of submarine fan development; *In*: BOUMA, A.H.; NORMARK, W.R.; BARNES, N.E. (eds.). **Submarine fans and related turbidite systems: frontiers in sedimentary geology**. New York, Springer-Verlag. P. 23-28.
- SHAW, J. - 1977 - Till body morphology and structure related to glacier flow. **Boreas**, 6:189-201.
- SHAW, J. - 1982 - Melt-out till in the Edmonton area, Alberta, Canada. **Canadian Journal of Earth Sciences**, 19:1548-1569.
- SIEMERS, C.T. & TILLMAN, R.W. - 1981 - Deep-Water Clastic Sediments: An Introduction to the Core Workshop and Review of Depositional Models. *In*: SIEMERS, C.T.; TILLMAN, R.W.; WILLIAMSON, C.R. (eds.). **Deep-water clastic sediments: a core workshop**. San Francisco, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. P. 1-19. (SEPM Core Workshop, 2.)
- SIMÕES, M.G.; FITTIPALDI, F.C.; CAMPANHA, V.A.; CANUTO, J.R. - 1988 - Icnofósseis do Neopaleozóico da Bacia do Paraná, como indicadores faciológicos. **Ciência e Cultura**, 40(7):692.
- SMITH, N.D. & ASHLEY, G.M. - 1985 - Proglacial lacustrine environment. *In*: ASHLEY, G.M.; SHAW, J.; SMITH, N.D. (eds.). **Glacial Sedimentary Environments**. Tulsa, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. P. 195-216. (SEPM, Short Course, 16.)
- SOARES, P.C.; LANDIM, P.M.B.; FULFARO, V.J. - 1978 - Tectonic cycles and sedimentary sequences in the Brazilian intracratonic basins. **Geological Society of America Bulletin**, 89:181-191.
- STECKLER, M.S. & WATTS, A.B. - 1978 - Subsidence of the Atlantic-Type continental margin of New York. **Earth Planetary Science Letters**, 41:1-13.

- STECKLER, M.S. & WATTS, A.B. - 1981 - Subsidence history and tectonic evolution of Atlantic-Type continental margins. *In*: SCRUTTON, R.A. (ed.). **Dynamics of passive margins**. Washington, American Geophysical Union. P. 184-196. (Geodynamics Series, 6.)
- STEPHAN, H.J. - 1989 - Origin of a till-like diamicton by shearing. *In*: GOLDTHWAIT, R.P. & MATSCH, C.L. (eds.). **Genetic classification of glacial deposits**. Rotterdam, A.A. Balkema. P. 93-96.
- STEWART, T.G. - 1991 - Glacial marine sedimentation from tidewater glaciers in the Canadian High Arctic. **Special Paper. Geological Society of America**, 261:95-105.
- STOW, D.A.V. - 1986 - Deep Clastic Seas. *In*: READING, H.G. (ed.). **Sedimentary environments and facies**. 2nd. ed. Oxford, Blackwell Scientific Publications, p. 399-444.
- STOW, D.A.V.; HOWELL, D.G.; NELSON, C.H. - 1985 - Sedimentary, Tectonic, and Sea-Level Controls. *In*: BOUMA, A.H.; NORMARK, W.R.; BARNES, N.E. (eds.). **Submarine fans and related turbidite systems: frontiers in sedimentary geology**. New York, Springer-Verlag. P. 15-22.
- SYVITSKI, J.P.M.; BURRELL, D.C.; SKEI, J.M. - 1987 - **Fjords: processes and products**. New York, Springer-Verlag. 379 p.
- TERASMAE, J. - 1963 - Notes on palynological studies of varved sediments. **Journal of Sedimentary Petrology**, 33:314-319.
- THOMAS, G.S.P. & CONNELL, R.J. - 1985 - Iceberg drop, dump and grounding structures from Pleistocene glacio-lacustrine sediments, Scotland. **Journal of Sedimentary Petrology**, 55:243-249.
- TILLMAN, R.W. - 1985 - A spectrum of shelf sands and sandstones. *In*: TILLMAN, R.W.; SWIFT, D.J.P.; WALKER, R.G. (eds.). **Shelf sands and sandstones reservoirs**. Tulsa, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. P. 1-46. (SEPM, Short Course, 13.)
- VAIL, P.R.; AUDEMARD, F.; BOUMAN, S.A.; EISNER, P.N.; PEREZ-CRUZ, C. - 1991 - The Stratigraphic Signatures of Tectonics, Eustasy and Sedimentology - an Overview. *In*: EINSELE, G.; RICKEN, W.; SEILACHER, A. (eds.). **Cycles and events in stratigraphy**. New York, Springer-Verlag. P. 617-659.
- VISSER, J.N.J. - 1983 - Glacial-marine sedimentation in the Late Paleozoic Karoo Basin, Southern Africa. *In*: MOLNIA, B.P. (ed.). **Glacial-marine sedimentation**. New York, Plenum Press. P. 667-701.
- VIVIAN, R. - 1976 - **Les glaciers des Alpes occidentales**. Grenoble, Imprimerie Allier. 513 p.
- WALKER, R.G. - 1965 - The origin and significance of the internal sedimentary structures of turbidites. **Yorkshire Geological Society**, 35:1-29.
- WALKER, R.G. - 1967 - Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments. **Journal of Sedimentary Petrology**, 37:25-43.
- WALKER, R.G. - 1975 - Generalized facies models for ressedimented conglomerates of turbidite association. **Geological Society of America Bulletin**, 86:737-748.

- WALKER, R.G. - 1977 - Deposition of upper mesozoic ressedimented conglomerates and associated turbidites in southwestern Oregon. **Geological Society of America Bulletin**, 88:273-285.
- WALKER, R.G. - 1978 - Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic trap. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, 62:932-966.
- WALKER, R.G. - 1979 - Turbidites and associated coarse clastic deposits. *In*: WALKER, R.G. (ed.). **Facies models**. Toronto, Geological Association of Canada. P. 91-104. (Geoscience Canada, Reprint Series, 1.)
- WALKER, R.G. - 1986 - **Turbidites and turbidites systems**. Santa Barbara, AAPG, Deep Water Clastics School. 256 p.
- WALKER, R.G. - 1992 - Turbidites and Submarine Fan. *In*: R.G. Walker & N.P. James (eds.). **Facies models: response to sea level change**. Ontario, Geological Association of Canada. P. 239-263.
- WEIMER, R.J.; HOWARD, J.D.; LINDSAY, D.R. - 1981 - Tidal flats and associated tidal channels. *In*: SCHOLLE, P.A. & SPEARING, D. (eds.). **Sandstone depositional environments**. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists. P. 191-245.
- WETZEL, A. - 1991 - Stratification in black shales: depositional model and timing - an overview. *In*: EINSELE, G.; RICKEN, W.; SEILACHER, A. (eds.). **Cycles and events in stratigraphy**. New York, Springer-Verlag. P. 509-523.
- WINTGES, T. - 1985 - Studies on crescentic fractures and crescentic gouges with the help of close-range photogrammetry. **Journal of Glaciology**, 31(109):340-349.
- ZALÁN, P.V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J.C.J.; ASTOLFI, A.M.; VIEIRA, I.S.; APPI, V.T.; ZANOTTO, O.; MARQUES, A. - 1991 - Tectonics and sedimentation of the Paraná Basin. *In*: INTERNATIONAL GONDWANA SYMPOSIUM, 7, São Paulo, 1988. **Proceedings**. São Paulo, Instituto de Geociências-USP, 1991. P. 83-117.

ANEXOS

Arenitos da Formação Rio Bonito (Membro Triunfo)
C1	Conglomerado desorganizado
C2	Conglomerado inversa a normalmente gradacional
C3	Conglomerado normalmente gradacional
A1	Arenito maciço, tabular ou acanalado, com clastos dispersos
A2	Arenito com estratificação gradacional
A3	Arenito caótico ("mêlange")
A4	Arenito fino, de estratificação horizontal e cruzada planar a tangencial
F1	Folhelho negro, laminado ou "maciço"
F2	Folhelho negro, laminado ou "maciço", com clastos dispersos
F3	Folhelho negro, intercalado com arenito gradacional
F4	Folhelho negro, intercalado com arenito gradacional, com clastos dispersos
I1	Interlaminado inferior
I2	Interlaminado intermediário

I3	Interlaminado superior
D1	Diamictito maciço, compactado
D2	Diamictito estratificado
D3	Diamictito maciço, tabular ou acanalado
R1	Ritmito regular de silte e argila, de estratificação horizontal	

Estrias glaciais

Sentido de movimento de fluxos gravitacionais

Escala vertical aproximada: 1 cm = 16 m

Anexo 1: Legenda referente aos anexos 2 a 21.

Escala Vertical:

1 cm = 16 m

Legenda no Anexo 1

Pedreira Canoa Quebrada
Pedreira Rio d'Oeste

Laurentino

BR-470

Anexo 2: Perfil 1, Ribeirão Basílio-Canoa Quebrada
(Incompleto).

Escala Vertical:

1 cm = 16 m

Legenda no Anexo 1

Chapadão Nova Itália

Interrupção da estrada
(interditada)

Aurora

Anexo 3: Perfil 2, Aurora-Chapadão Nova Itália
(Incompleto).

Escala Vertical:

1 cm = 16 m

Legenda no Anexo 1

Morro da Batata

Ribeirão Strey

**Anexo 4: Perfil 3, Ribeirão Strey-Morro da Batata
(Incompleto)**

Perfil de apoio
Escala Vertical:
1 cm = 16 m

Legenda no Anexo 1

Anexo 5: Perfil 4, Poço BN-01, Barra Nova (PETROBRÁS).

Perfil de apoio

Escala Vertical:

1 cm = 16 m

Legenda no Anexo 1

Anexo 6: Perfil 5, Poço PA-01, Petrolândia (PETROBRÁS).

Escala Vertical:

1 cm = 16 m

Legenda no Anexo 1

Serra das Canoas

Rio do Sul (BR-470)

Anexo 7: Perfil 6, Rio do Sul-Serra das Canoas
(incompleto).

Escala Vertical:

1 cm = 16 m

Legenda no Anexo 1

Vidal Ramos

Anexo 8: Perfil 7, Stoltenberg-Vidal Ramos.

Escala Vertical:

1 cm = 16 m

Legenda no Anexo 1

Mirador

Dalbéria

Anexo 9: Perfil 8, Dalbéria-Mirador.

Escala Vertical:

1 cm = 16 m

Legenda no Anexo 1

Fazenda Cristal

Ascurra

Anexo 11: Perfil 10, Ascurra-Fazenda Cristal.

Escala Vertical:

1 cm = 16 m

Legenda no Anexo 1

Serra Aurora

Aurora

Anexo 14: Perfil 13, Aurora-Serra Aurora (incompleto).

Escala Vertical:

1 cm = 16 m

Legenda no Anexo 1

Anexo 15: Perfil 14, Leoberto Leal-Bolteuxburgo.

Escala Vertical:

1 cm = 16 m

Legenda no Anexo 1

Fazenda Rio Bonito

Vidal Ramos

Anexo 16: Perfil 15, Vidal Ramos-Fazenda Rio Bonito.

Escala Vertical:

1 cm = 16 m

Legenda no Anexo 1

Presidente Nereu

Stoltenberg

Anexo 17: Perfil 16, Stoltenberg-Presidente Nereu.

Perfil de apoio

Escala Vertical:

1 cm = 16 m

Legenda no Anexo 1

Anexo 18: Perfil 17, Alfredo Wagner (MACHADO, 1989).

Perfil de apoio

Escala Vertical:

1 cm = 16 m

Legenda no Anexo 1

Anexo 19: Perfil 18, Poço PN-15 (CPRM).

Perfil de apoio

Escala Vertical:

1 cm = 16 m

Legenda no Anexo 1

Anexo 20: Perfil 19, Poço PN-23 (CPRM).